

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



# **Impactos da elevação do nível médio do mar em ambientes costeiros: O caso do estuário do Sado**

Pedro Jorge de Oliveira Brito

Doutoramento em Geologia  
(Geologia Económica e do Ambiente)

2009



UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



# **Impactos da elevação do nível médio do mar em ambientes costeiros: O caso do estuário do Sado**

Pedro Jorge de Oliveira Brito

Doutoramento em Geologia  
(Geologia Económica e do Ambiente)

Tese orientada pelos  
Professor Doutor César Augusto Canelhas Freire de Andrade  
Professor Doutor Pedro António Gancedo Terrinha

2009





À Etelvina e ao António



## Resumo

A evolução recente do estuário do Sado e plataforma continental contígua é reconstituída através de dados de mapas históricos, sonar de varrimento lateral e sísmica de alta resolução.

O estuário do Sado é separado do oceano pela península de Tróia, tem um prisma de maré de  $2,1 \times 10^8 \text{ m}^3$  e uma área submersa de  $\sim 200 \text{ km}^2$ , cujo  $\sim 1/4$  corresponde ao seu domínio externo dominado pelo delta de vazante submarino e  $\sim 3/4$  à bacia estuarina no domínio interno. Entre 1968 e 1995/2002, tanto a área da bacia estuarina, como os volumes do prisma de maré e do espaço de acomodação sofreram reduções de 6%, 7% e 8%, respectivamente. O domínio interno teve taxas de sedimentação positivas, embora com um decréscimo acentuado a partir de 1979. No estuário externo verificou-se acumulação para o período de 1968-1979, invertendo-se essa tendência para o período 1979-1995/2002. A erosão focalizada essencialmente no lobo frontal do delta deverá ter resultado da redução do prisma de maré, estimando-se uma perda de  $150 \times 10^6 \text{ m}^3$  de sedimentos (14%) entre 2002-1930.

Identificaram-se 3 superfícies sísmicas principais S1-S3, individualizando 4 unidades US1-US4. US1 corresponde ao actual delta do estuário, cuja idade máxima estimada é 7,5ka. US2 é uma unidade transgressiva, cuja base se associa ao ravinamento da transgressão Holocénica. US3 tem uma idade estimada de 60-25ka e é interpretada como correspondendo a barreiras costeiras progradantes que ocorrem dos 26m aos 85m de profundidade e são entalhadas por duas plataformas costeiras, definindo uma faixa do fundo do mar marcada por quebras de declive, fundos rochosos e/ou uma fina película de US2. US4 é heterogénea, incluindo sedimentos do Plio-Plistocénico ao Miocénico.

A evolução da plataforma desde os 60ka é reconstituída com base na relação estabelecida entre curvas de variação do NMM publicadas e estruturas interpretadas como paleo-linhas de costa marcadas por quebras de declive aos 35-45m ( $\sim 60$ -50ka e  $\sim 13$ ka), 65-75m ( $\sim 55$ -25ka), 80m ( $\sim 35$ -25ka e  $\sim 11$ ka) e 95-100m ( $\sim 16$ ka).

## Palavras chave

Estuário do Sado;  
Paleo-linhas de costa quaternárias;  
Variação do nível do mar;  
Plataforma continental;  
Barreiras costeiras

## **Abstract**

The recent evolution of the Sado estuary and the adjacent continental shelf is reconstructed based on historical maps, side scan sonar images and high resolution seismics.

The Sado estuary is separated from the ocean by the Tróia peninsula. It has a tidal prism of  $2,1 \times 10^8 \text{ m}^3$  and a submerged area of  $\sim 200 \text{ km}^2$ , with  $\sim 1/4$  corresponding to its external domain dominated by the submarine ebb delta and  $\sim 3/4$  corresponding to the estuarine basin in the internal domain. Between 1968 and 1995/2002, the estuarine basin area, the tidal prism volume and the accommodation space suffered reductions of 6%, 7% and 8%, respectively. The internal domain registered positive sedimentation rates, despite a rapid decrease since 1979. The external estuary was dominated by accumulation between 1968 and 1979, with a reversal between 1979-1995/2002. The total delta erosion estimated from 1930-2002 amounts to  $150 \times 10^6 \text{ m}^3$  (14%), is focused essentially in the delta frontal lobe and is interpreted as a consequence of the tidal prism reduction.

Three main seismic surfaces were identified S1-S3, separating 4 units, US1-US4. US1 corresponds to the current estuary delta, with a maximum estimated age of 7.5ky. US2 is a transgressive unit, deposited above the Holocene transgressive ravinement surface. US3 has an estimated age of 60-25ky and is interpreted as corresponding to remains of prograding coastal barriers occurring from 26m to 85m depth, that are carved by two coastal platforms which define a stretch of the sea bottom characterized by slope breaks, rocky bottoms and/or a fine layer of US2. US4 is heterogeneous, including sediments from Plio-Pleistocene to the Miocene.

The shelf evolution since 60ky is reconstructed based on the relationship between the published sea-level curves and the structures interpreted as paleo-coastlines indicated by slope breaks at 35-45 (~60-50ky and ~13ky), 65-75m (~55-25ky), 80m (~35-25ky and ~11ky) and 95-100m (~16ky).

## **Keywords**

Sado estuary;  
Quaternary paleo-coastlines;  
Sea level change;  
Continental shelf;  
Coastal barriers

## Agradecimentos

O tempo utilizado para a elaboração desta tese foi longo. Desde o seu início até praticamente ao final, várias razões, a algumas das quais eu não fui alheio, contribuíram para que a conclusão desta tese fosse um evento improvável. Mesmo os eventos improváveis, por vezes, realizam-se. Não tenho no entanto qualquer dúvida, de que a conclusão desta tese não teria ultrapassado essa improbabilidade se, para isso, não tivessem contribuído várias pessoas. A essas pessoas em especial e a outras que de forma directa ou indirecta também foram importantes, eu quero aqui deixar os meus agradecimentos.

Por limitações regulamentares esta tese teve apenas dois orientadores científicos oficiais. No entanto, o trabalho que eu desenvolvi e que culminou nesta tese, beneficiou da colaboração de quatro orientadores. Faltando-me um melhor critério, irei referir-me a esses quatro orientadores por ordem de “entrada em cena”, que é como quem diz, por ordem cronológica do seu envolvimento no meu trabalho.

O Doutor Luís Rebêlo foi o orientador do estágio profissionalizante que eu inicie em 1998 no então Instituto Geológico e Mineiro (IGM) e desde essa data que trabalhamos juntos. Nos 10 anos que entretanto passaram muito lhe devo, não só pelo que me ensinou e que indelevelmente marcou o meu percurso profissional, como pelo constante companheirismo e apoio profissional e pessoal.

O Doutor José Hipólito Monteiro, tem sido marcante no percurso profissional que fiz até hoje. Com a sua infindável cultura científica (e não só) consegue de uma maneira impar abrir os horizontes dos seus interlocutores para novos (e velhos) problemas científicos. Foi pela sua mão que se iniciou o projecto que conduziu a esta tese de doutoramento e foi também pela sua mão que aprendi muito do que hoje julgo saber.

O Prof. Doutor César Andrade acreditou que eu fosse capaz de levar este projecto a bom porto e, sem que nunca tivéssemos tido oportunidade de trabalhar juntos antes, acolheu-me como doutorando acrescentando assim mais uma entrada à sua sempre enorme lista de tarefas. A sua colaboração foi essencial para a resolução de muitas das dificuldades que foi preciso ultrapassar.

O Prof. Doutor Pedro Terrinha embora do ponto de vista oficial tenha sido o último a ser envolvido como orientador deste projecto de doutoramento, acompanhou-o de perto desde muito cedo. O seu envolvimento foi decisivo para a persecução deste trabalho. Foi também graças ao seu envolvimento que surgiu o projecto Sadogeorob que liderou e no âmbito do qual se adquiriram muitos dos dados geofísicos utilizados e decorreu grande parte deste trabalho. As suas críticas e sugestões, sempre muito pertinentes, contribuíram imenso para melhorar a qualidade deste documento. Por fim, quero ainda agradecer pelo constate incentivo e optimismo que me transmitiu e pelo seu exemplo.

Agradeço a todos os colegas que fizeram e fazem do Departamento (ou Unidade) de Geologia Marinha do Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I. P. (LNEG, ex-INETI e ex-IGM), que foi a instituição de acolhimento deste doutoramento, um local tão propício para o trabalho de investigação. Agradeço em particular à Doutora Fátima Abrantes, e aos directores que a precederam nessa função Doutor Luís Pinheiro e Doutor Hipólito Monteiro, que tudo fizeram para proporcionar as melhores

condições de trabalho, estimular a participação em acções de formação e encontrar os financiamentos e enquadramento institucional necessários para a prossecução do trabalho. À Margarida Henriques por estar sempre disponível para ajudar a resolver os problemas que surgem e especialmente por todas aquelas situações em que graças à sua intervenção não chegam sequer a surgir problemas.

Aos colegas do DGM que pertencem ao grupo de geologia costeira e ao grupo de Geologia e Recursos, com quem tenho trabalhado mais directamente, gostava de dar um agradecimento particular.

Ao colega Henrique Duarte agradeço pelas muitas e longas conversas sobre ciência e em particular por tudo o que com ele aprendi sobre processamento e interpretação de dados de sísmica. O processamento e interpretação dos dados de sísmica dos cruzeiros Tesa e Sadogeorob1 beneficiou muito com a sua colaboração, nomeadamente através dos programas desenvolvidos para o processamento de dados de navegação, pelas sugestões sobre operadores de processamento e pelas inúmeras dúvidas esclarecidas sobre Landmark, Radex e SPW.

Os colegas da Geologia Costeira Marco Ferraz e Susana Costas, pelo estímulo para continuar, a boa disposição e o apoio que sempre me prestaram, nomeadamente libertando-me de muitas tarefas para que me pudesse dedicar a este trabalho, bem como pela constante preocupação em manter um bom ambiente na sala de trabalho que partilhamos e para o qual contribuem também as colegas Sandra Vaqueiro e Marta Rufino.

Aos colegas mais ligados à geofísica, Francisco Curado responsável pela operação dos equipamentos no cruzeiro Tesa, à Cristina Roque pelo que me ensinou sobre interpretação de sísmica e aos colegas Zé Vicente, Rui Quartau, Vítor Magalhães, Tiago Cunha, Célia Pata, Vasco Valadares, João Duarte, Luís Batista e João Noiva com os quais partilhei muitas horas de trabalho no gabinete e/ou no mar.

Agradeço às varias instituições e aos projectos de investigação no âmbito dos quais usufrui de bolsas e/ou que contribuíram para a aquisição ou disponibilização de dados.

O Projecto Ingmar que decorreu no DGM-IGM, coordenado inicialmente pelo Doutor Luís Pinheiro e posteriormente pela Doutora Fátima Abrantes, no âmbito do qual eu iniciei os trabalhos conducentes a este doutoramento.

O projecto SIAM II, no âmbito do qual se iniciaram os trabalhos sobre o estuário do Sado, que foi coordenado pelo Doutor Felipe Duarte Santos, destacando em particular o grupo das zonas costeiras coordenado pelo Doutor César Andrade e no qual participaram também a Doutora Conceição Freitas e à Dra. Alexandra Amorim que foi a responsável pela digitalização de grande parte dos dados batimétricos utilizados no capítulo 2 deste trabalho.

O Projecto STELIS (POCTI/CTA/41754/2001), que foi coordenado pelo Dr. Pedro Terrinha e no âmbito do qual se realizou o cruzeiro TESA.

O Projecto SADOGEOROB( POCTI/MAR/61178/2004) que foi coordenado pelo Dr. Pedro Terrinha e no âmbito do qual eu usufrui de uma bolsa de investigação e se realizou o cruzeiro SADOGEOROB 1.

À Unidade de Geologia Marinha do LNEG pela bolsa de investigação que me concedeu no âmbito do seu Programa de Investigação em Geologia Marinha.

À Fundação para a Ciência e a Tecnologia pela bolsa de doutoramento concedida (SFRH/BD/11748/2003).

Ao Instituto Hidrográfico, em particular à Doutora Aurora Bizarro Directora da Divisão de Geologia Marinha, pelos dados batimétricos disponibilizados e pela utilização de recursos informáticos para o processamento de dados geofísicos. Um agradecimento particular é devido ao grupo da geofísica, Dr. Luís Rosa, Dra. Catarina Fradique, e Dra. Sandra Silva e em especial ao Dr. António Badagola que foi nomeadamente o responsável técnico pela operação dos equipamentos no cruzeiro Sadogeorob 1, pelo processamento dos dados de Sonar de varrimento lateral, e cujo envolvimento e empenho ultrapassou muito o que profissionalmente era requerido.

À Landmark Graphics Corporation pelo apoio dado através da Landmark University Grant Program concedido à instituição de acolhimento deste projecto de doutoramento, que muito facilitou o processamento e interpretação dos dados de sísmica de reflexão utilizados.

Ao instituto Geográfico Português, pela disponibilização de ortofotomapas do estuário do Sado

Ao Porto de Setúbal, em particular ao Eng. Ernesto Carneiro, pela disponibilização de relatórios e dados de cartografia temática sobre o estuário do Sado.

Agradeço à minha família e amigos que sempre me apoiaram.

Agradeço em especial à Paula e à Rita pela disponibilidade de que as privei nestes anos, pela generosidade da sua tolerância e particularmente pela certeza de serem um porto seguro e fonte de incentivo nos bons e maus momentos.

## Índice geral

Capítulo 1 – Introdução

Capítulo 2 – Morfologia e evolução recente do estuário do Sado

Capítulo 3 – Análise de dados de sonar de varrimento lateral da plataforma

Capítulo 4 – Análise sísmo-estratigráfica da plataforma

Capítulo 5 – Síntese geral e conclusões

## Índice

1	Introdução.....	1.1
1.1	Enquadramento e objectivos do trabalho.....	1.1
1.1.1	Objectivos gerais.....	1.3
1.2	Bacia hidrográfica do rio Sado .....	1.4
1.2.1	Clima e produção sedimentar.....	1.4
1.2.2	Morfologia e geologia da bacia hidrográfica .....	1.7
1.3	Domínio estuarino.....	1.11
1.3.1	Ocupação humana e usos do solo .....	1.14
1.3.2	Unidades morfosedimentares.....	1.16
1.3.3	Caudal fluvial.....	1.17
1.3.4	Maré .....	1.18
1.3.5	Salinidade.....	1.19
1.3.6	Circulação estuarina (hidrodinâmica) .....	1.19
1.4	Plataforma continental .....	1.20
1.4.1	Agitação marítima.....	1.21
1.4.2	Morfologia .....	1.23
1.4.2.1	Principais elementos morfológicos da plataforma.....	1.25
1.4.3	Geologia.....	1.26
1.5	Variações recentes do nível do mar .....	1.29
1.5.1	Referências a paleo-linhas de costa submersas.....	1.31
2	Análise da morfologia e evolução recente do estuário do Sado inferidas por comparação de mapas topo-batimétricos históricos - escala decadal .....	2.1
2.1	Introdução.....	2.1
2.1.1	Limites do estuário.....	2.2
2.2	Dados Cartográficos utilizados.....	2.7
2.3	Métodos.....	2.8
2.3.1	Rasterização, georeferenciação e vectorização de mapas.....	2.8



2.3.2	Geração dos modelos digitais de terreno .....	2.14
2.3.3	Prismas de maré e espaço de acomodação.....	2.21
2.3.4	Descrição da morfologia actual do estuário.....	2.24
2.3.5	Avaliação das alterações morfológicas recentes.....	2.24
2.4	Resultados .....	2.28
2.4.1	Descrição morfológica .....	2.28
2.4.2	Avaliação das modificações morfológicas recentes e sua discussão	2.36
2.5	Conclusões.....	2.62
2.5.1	Métodos.....	2.62
2.5.2	Alterações da linha de costa.....	2.63
2.5.3	Alterações da morfologia geral do fundo.....	2.63
2.5.4	Alterações do volume do delta de vazante.....	2.64
2.5.5	Alterações do volume do prisma de maré e espaço de acomodação	2.64
3	Análise da morfologia e natureza da superfície da plataforma continental com base em Dados de sonar de varrimento lateral.....	3.1
3.1	Introdução .....	3.1
3.1.1	Dados de Sonar de varrimento lateral .....	3.1
3.1.2	Cobertura sedimentar na área dos mosaicos .....	3.2
3.1.3	Padrões sedimentares .....	3.4
3.1.3.1	Formas granulometricamente diferenciadas (sorted bedforms ou rippled scour depressions).....	3.6
3.1.3.2	Bandas de areia (sand ribbons) .....	3.7
3.1.3.3	Dunas em Barcan (barchans) .....	3.8
3.1.4	Lineamentos .....	3.8
3.2	Mosaico 2.....	3.8
3.2.1	Localização do mosaico 2 .....	3.8
3.2.2	Morfologia do fundo na área do mosaico 2 .....	3.9
3.2.3	Unidades definidas no mosaico 2 .....	3.9
3.2.3.1	Sedimentos grosseiros (zona Norte do mosaico 2) .....	3.14
3.2.3.2	Sedimentos finos (zona Sul do mosaico 2).....	3.14
3.2.3.3	Afloramentos rochosos (zona central do mosaico2).....	3.14
3.2.3.4	Relação com dados publicados das unidades definidas no mosaico 2 .....	3.15
3.2.4	Descrição e discussão das estruturas identificadas .....	3.17
3.2.4.1	Alinhamentos morfológicos definidos nos afloramentos rochosos .....	3.17
3.2.4.2	Padrões sedimentares do mosaico 2.....	3.21
3.2.4.3	Marcas de actividade antrópica.....	3.26
3.3	Mosaico 1.....	3.26
3.3.1	Localização do mosaico 1 .....	3.26
3.3.2	Morfologia do fundo na área do mosaico 1 .....	3.27
3.3.3	Unidades definidas no mosaico 1 .....	3.32
3.3.3.1	Fundo indeterminado .....	3.33
3.3.3.2	Relação com dados publicados .....	3.35
3.3.4	Descrição e discussão das estruturas identificadas .....	3.36
3.3.4.1	Alinhamentos morfológicos .....	3.38
3.3.4.2	Estruturas circulares e estruturas em substrato rochoso .....	3.39
3.3.4.3	Discussão de hipóteses interpretativas das estruturas circulares. .	3.44
3.3.4.4	Marcas de actividade antrópica.....	3.52

3.3.4.5	Padrões sedimentares .....	3.52
3.4	Síntese .....	3.54
3.4.1	Síntese Mosaico 2 .....	3.54
3.4.2	Síntese Mosaico 1 .....	3.56
4	Análise sísmo-estratigráfica da plataforma continental com base em dados de sísmica de reflexão de alta resolução - escala milenar.....	4.1
4.1	Introdução .....	4.1
4.2	Dados e metodologia.....	4.2
4.2.1	Aquisição e características dos dados geofísicos .....	4.5
4.2.2	Processamento dos dados de navegação .....	4.7
4.2.3	Processamento do sinal dos dados geofísicos adquiridos .....	4.15
4.2.4	Metodologia de interpretação sísmica .....	4.27
4.3	Enquadramento tectono-estratigráfico da área.....	4.30
4.3.1	Sísmo-estratigrafia .....	4.31
4.3.2	Tectónica.....	4.34
4.3.3	Linhas sísmica GSI e poço Golfinho .....	4.36
4.4	Sísmica de alta resolução .....	4.42
4.4.1	Unidade sísmica 1 – US1 .....	4.43
4.4.2	Unidade sísmica 2 – US2.....	4.47
4.4.3	Unidade sísmica 3 – US3 .....	4.48
4.4.4	Unidade sísmica 4 – US4.....	4.52
4.4.5	Unidade sísmica 5 – US5 .....	4.55
4.4.6	Síntese sísmo-estratigráfica .....	4.55
4.4.7	Cartografia de superfícies .....	4.72
4.5	Discussão .....	4.96
4.5.1	Significado geológico e idade estimada das unidades sísmo- estratigráficas e das superfícies que as limitam .....	4.96
4.5.2	Paleo-linhas de costa e canais .....	4.106
4.5.3	Estruturas secundárias.....	4.112
4.6	Conclusões .....	4.115
5	Síntese geral e conclusões.....	5.1
5.1	Análise da morfologia e evolução recente do estuário com base na comparação de mapas históricos.....	5.1
5.2	Análise da morfologia e cobertura sedimentar da plataforma continental dos 60m aos 100m de profundidade .....	5.4
5.2.1	Morfologia e tipo de cobertura sedimentar do fundo.....	5.4
5.2.2	Estruturas identificadas .....	5.6
5.3	Análise sísmo-estratigráfica da plataforma continental com base em dados de sísmica de reflexão de alta resolução .....	5.9
5.4	Evolução recente do sistema costeiro e plataforma continental ao largo do estuário do Sado.....	5.11
5.4.1	Escala milenar, com ênfase nos últimos 60 mil anos .....	5.13
5.4.2	Escala decadal, com ênfase nos últimos ~70 anos.....	5.16

## Índice de Figuras

### Capítulo 1 – Introdução

- Figura 1.1 –Bacia hidrográfica e do estuário do rio Sado. A-Principais bacias hidrográficas em Portugal; B-Rede de drenagem com indicação dos rios principais e secundários e das barragens; C-Número de habitantes. Figura adaptada de Santos e Miranda (2006) ..... 1.5
- Figura 1.2 –Geologia e hipsometria da bacia hidrográfica do rio Sado. A – Excerto da carta geológica (do continente e plataforma) à escala 1:500 000 publicada em 1992 pelos Serviços Geológicos de Portugal; B - Carta litológica simplificada da bacia hidrográfica do rio Sado. Figura adaptada de Andrade et al (2006a) com base no Atlas da Água (INAG-DSRH, SNIRH) e utilizando as unidades litológicas propostas por Zbyszewski (1939); C- Hipsometria da bacia hidrográfica do rio Sado. Figura adaptada de Atlas Digital do Água (INAG-DSRH, SNIRH)..... 1.8
- Figura 1.3 – Localização do estuário do Sado, com indicação dos principais elementos morfológicos e ocupação das suas margens. CN-Canal Sul; CS-Canal Norte; CM-Canal da Marateca; CAI-Canal de Alcácer do Sal; CC-Canal da Comporta; BC-Banco do Cambalhão; PL-Ponta dos lagosteiros; ST-Urbanização Sol Tróia ..... 1.11
- Figura 1.4 – Principais unidades geológicas definidas para a península de Tróia. Adaptado de Dill (2002, em Ferraz, 2007) ..... 1.14
- Figura 1.5 – Classificação e distribuição espacial dos sedimentos superficiais na zona submareal (Adaptado de Rodrigues, 1992)..... 1.17
- Figura 1.6 - Conteúdos morfossedimentares marginais ao estuário do Sado: distribuição espacial e frequências (Andrade et al., 2006a)..... 1.18
- Figura 1.7 – Correntes residuais superficiais modeladas para o estuário do Sado (Martins et al., 2001)..... 1.20
- Figura 1.8 – Parâmetros da ondulação registados ao largo de Sines no período Mai. 1988 a Dez. de 1993. A-Distribuição de frequência relativa da direcção média associada ao período de pico (THTP), a) todos os registos, b) Altura significativa (HMO) maior que 3m; B-Excedência de HMO maior que 1m, 3m e 5m. Figura adaptada de Costa (1994)..... 1.22
- Figura 1.9 – Localização e batimetria fornecida pelo Instituto Hidrográfico do troço da plataforma ao largo do estuário do Sado, entre o cabo Espichel e o canhão de Setúbal. Linha batimétrica referente aos 140m, que se representa a vermelho, delimita a zona da plataforma que poderá ter estado exposta subaereamente durante o UMG. Comparar esta batimetria fornecida pelo IH (utilizada como referência para o processamento e interpretação dos dados geofísicos) com as linhas isobatimétricas do modelo morfológico Ingmar na Figura 1.10 ..... 1.24
- Figura 1.10 – Plataforma continental ao largo do estuário do Sado. A–Mapa de declive gerado a partir da batimetria INGMAR. B-Mapa A com sobreposição das linhas batimétricas correspondentes, assinalando-se a vermelho as linhas correspondentes à base das principais quebras de declive identificadas e a azul a rede de drenagem inferida..... 1.26
- Figura 1.11 – Excerto da carta de sedimentos superficiais da plataforma continental; Folha SED5 (IH, 2005) ..... 1.28

Figura 1.12 – Actividade sismogénica na margem SW portuguesa. Figura adaptada de Batista (2009), segundo dados compilados nas seguintes 3 publicações : Catálogo de Ilídio e Mendes Victor, de 1900 a 1969; Catálogo do IM de 1970 a 2000; Boletins provisórios do IGN de 2001 a 2007.....	1.29
Figura 1.13 – Gráficos da variação dos níveis médios do mar anuais registados nos marégrafos de Cascais e Tróia, rectas ajustadas aos dados por regressão linear e respectivos parâmetros. Dados maregráficos retirados de “Permanent Service for Mean Sea Level” ( <a href="http://www.pol.ac.uk/psmsl/">http://www.pol.ac.uk/psmsl/</a> ).....	1.31

## Capítulo 2 – Morfologia e evolução recente do estuário do Sado

Figura 2.1 – Modelo digital de terreno de enquadramento do estuário do Sado. ....	2.2
Figura 2.2 – Estuário do Sado. Toponímia utilizada. ....	2.3
Figura 2.3 – Limite de jusante do estuário do Sado segundo Maretec, 1985. Coordenadas dos pontos; N° do pont, Latitude (N), Longitude (W): 1, 38°29'18'', 8°56'; 2, 38°28'36'', 8°56'54''; 3, 38°28'24'', 8°56'24''; 4, 38°28'45'', 8°55'48''; 5, 38°29'24'', 8°55'06'' e 6, 38°29'42'', 8°54'24''. Figura adaptada de Maretec, 1995. ....	2.4
Figura 2.4 – Limites do estuário e sua subdivisão em 4 zonas. Figura adaptada de Bettencourt et al (2004) e Ferreira et al (2003).....	2.4
Figura 2.5 – Divisão do estuário do Sado proposta por Wollast com base na salinidade e temperatura. Figura adaptada de Wollast, (1978a). ....	2.5
Figura 2.6 – Divisão do estuário proposta por Quevauviller. Figura adaptada de (Quevauviller, 1985). ....	2.6
Figura 2.7– Esquema do procedimento utilizado para a comparação cartográfica feita a partir de cartas em papel. Os acrónimos “TIN” e “GRID” referem-se a modelos digitais de terreno representados por redes triangulares irregulares (triangulated irregular network) e por grelhas quadrangulares regulares, respectivamente.....	2.9
Figura 2.8 – Exemplo dos pontos utilizados para georeferênciação (links) da carta batimétrica de 2002.....	2.11
Figura 2.9 – Exemplo da informação vectorizada a partir das cartas batimétricas. Carta de 1979 com curvas batimétricas e pontos cotados assinalados a azul e verde, respectivamente.....	2.12
Figura 2.10 – Diagramas de compilação das cartas identificando as datas (anos) de aquisição dos dados. A, cartas de 1995/2002; B, carta de 1979; C, intersecção de A e B com indicação dos intervalos de tempo entre 1995/2002-1979; D, intersecção de A e B com indicação dos intervalos de tempo entre 1979-1961/1968, considerando uma data intermédia para a carta 1961/1968.....	2.13
Figura 2.11 - Triangulação da superfície tipo Tin gerada para a carta de 2002/1995. ....	2.16
Figura 2.12 – Modelo digital de terreno da batimetria em 1930. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, da carta batimétrica de 1930.....	2.17
Figura 2.13 – Modelo digital de terreno da batimétrica em 1961. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, da carta batimétrica de 1961.....	2.18
Figura 2.14 - Modelo digital de terreno da batimétrica em 1979. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, da carta batimétrica de 1979.....	2.19

- Figura 2.15 - Modelo digital de terreno da batimétrica em 1995/2002. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, das cartas batimétricas de 1995 e 2002.....2.20
- Figura 2.16 - Esquema da bacia estuarina em corte representando as 3 superfícies modeladas: Superfície batimétrica inicial, superfície de PM (Grid\_pm) e superfície de BM (Grid\_bm). a - Área planar da superfície batimétrica; b - Área planar acima do NM; c - Volume submareal; d - volume do prisma de maré calculado com a superfície batimétrica; e - volume do prisma de maré da área acima do NM (área b). Volume total do prisma de maré = d+e; volume do espaço de acomodação = c+d+e. ....2.23
- Figura 2.17 – Esquemas e nomenclatura propostos por Hayes, (1975), para os deltas de maré de A - vazante (ebb-tidal delta) e B - enchente (Flood-tidal delta). Figura adaptada de Hayes (1975). Propõe-se a seguinte tradução para a nomenclatura: a-canal de vazante principal; b-barras de espalho; c-lobo terminal; d-barra linear marginal; e-canal marginal de enchente; 1-rampa de enchente; 2-canal de enchente; 3-escudo de vazante; 4-restinga de vazante e 5-lobo de transbordo.2.25
- Figura 2.18 – Exemplos de variações reais da linha de costa (A) e variações aparentes (B) resultantes dos limites de resolução dos dados e da metodologia utilizada para a sua identificação.....2.27
- Figura 2.19 – Distribuição de profundidades nos domínios interno e externo do estuário do Sado. A – Mapa com os limites da área analisada e a distribuição espacial das classes de profundidade definidas. B – Tabela discriminando a área e respectiva percentagem total e nos dois domínios correspondente a cada classe de profundidades. C – Gráfico ilustrando a distribuição percentual das áreas correspondentes a cada classe de profundidades. ....2.29
- Figura 2.20 – Modelo digital de terreno da superfície batimétrica do estuário do Sado, produzido a partir das cartas batimétricas de 1995/2002. Cotas em m referidas ao nível médio do mar. Para enquadramento da área do modelo ver Figura 2.1...2.30
- Figura 2.21 – Esboço dos principais elementos morfológicos do estuário do Sado.2.30
- Figura 2.22 – Perfil da batimetria do canal sul ao longo da sua linha de talvegue. Profundidades referidas ao nível médio do mar. ....2.31
- Figura 2.23 - Perfil da batimetria do canal norte ao longo da sua linha de talvegue. Profundidades referidas ao nível médio do mar. ....2.32
- Figura 2.24 – Identificação sobre fotografia aérea de 1958 de elementos morfológicos do delta de enchente do estuário do Sado, segundo a nomenclatura proposta por Hayes (ver Figura 2.17),. A – Rampa de enchente, B – Restinga de vazante, C – Canal de enchente, D – Escudo de vazante e E – Lobo de transbordo .....2.33
- Figura 2.25 – Identificação dos elementos morfológicos do delta de vazante, segundo a nomenclatura proposta por Hayes (ver Figura 2.17) e interpretação do sentido de transporte sedimentar a partir das formas de leito. A – Canal de vazante principal; B – Barras lineares marginais; C – Canal de transbordo; D – Canal marginal de enchente; E – Barras de espalho; F – Plataforma de espalho e G – Lobo frontal. ....2.34
- Figura 2.26 – Superfícies utilizadas na estimativa do volume e espessura de sedimentos do delta de vazante em 1995/2002. A – Modelo digital de elevação (MDE) da batimetria do delta; B – MDE da batimetria inferida sem delta e C – MDE do delta residual. Comparar com a Figura 2.39. ....2.35
- Figura 2.27 – Sobreposição das linhas de costa vectorizadas a partir das cartas de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002. Note-se que a linha referente a carta de 1930

apenas foi vectorizada para a península de Tróia e parte da margem direita do estuário.....	37
Figura 2.28 – Zonas de avanço e recuo da linha de costa no domínio interno do estuário abaixo do NM, de acordo com as linhas de costa vectorizadas a partir das cartas de 1968 e 1979. ....	2.38
Figura 2.29 - Zonas de avanço e recuo da linha de costa no domínio interno do estuário abaixo do NM, de acordo com as linhas de costa vectorizadas a partir das cartas de 1979 e 1995/2002. a) zona com trabalhos portuários em curso. .	2.38
Figura 2.30 – Sobreposição das linhas de costa da Península de Tróia vectorizadas a partir das cartas de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002. C – Banco do Cambalhão, P – Ponta da Pêra, Z1 a Z3 – Zonas 1 a 3, ver texto para descrição das zonas.....	2.40
Figura 2.31 – Perfis da secção correspondente à linha de fronteira definida entre o domínio externo e interno do estuário, considerados como representativos da barra do estuário em 2002, 1979, 1968 e 1930. Localização dos perfis na Figura 2.19.....	2.42
Figura 2.32 – Análise da variação da profundidade do domínio interno do estuário de 1968 a 1995/2002.....	2.43
Figura 2.33 – Variação da posição das principais linhas de talvegue interpretadas a partir dos MDE's de 2002/1995, 1979, 1968 e 1930. As zonas em que identificaram divagações de canais mais relevantes são indicadas por setas referenciadas de 1 a 5. Comparar com Figura 2.34 a Figura 2.36 onde se representa a variação de cota do fundo. ....	2.44
Figura 2.34 - Representação da variação de cota do fundo obtida por comparação dos MDE's produzidos com as batimétricas equivalentes e os pontos cotados das cartas de 1968 e 1930. Áreas com erosão e sedimentação representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.....	2.46
Figura 2.35 - Representação da variação de cota do fundo obtida por comparação dos MDE's produzidos com as batimétricas equivalentes e os pontos cotados das cartas de 1979 e 1968. Áreas com erosão e sedimentação representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.....	2.47
Figura 2.36 - Representação da variação de cota do fundo obtida por comparação dos MDE's produzidos com as batimétricas equivalentes e os pontos cotados das cartas de 1995/2002 e 1979. Áreas com erosão e sedimentação representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.....	2.48
Figura 2.37 - Taxas de sedimentação / erosão estimadas para o período relativo às cartas de 1979 e 1968. A) Superfícies interpoladas com batimétricas equivalentes e pontos cotados; B) superfícies interpoladas apenas com batimétricas equivalentes. Área com taxas de sedimentação negativas e positivas representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.....	2.51
Figura 2.38 - Taxas de sedimentação / erosão estimadas para o período relativo às cartas de 1995/2002 e 1979.A) superfícies interpoladas com batimétricas equivalentes e pontos cotados; B) superfícies interpoladas apenas com batimétricas equivalentes. Área com taxas de sedimentação negativas e positivas representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.....	2.52

Figura 2.39 - Estimativa do volume e espessura de sedimentos do delta de vazante em 1930. A – Modelo digital de terreno (MDE) da batimetria do delta; B – MDE de batimetria inferida sem delta e C – MDE do delta residual. Comparar com a Figura 2.26. ....	2.56
Figura 2.40 – Relação entre o volume do Prisma de maré e delta de vazante do Sado calculados utilizando MDE's e calculados a partir de relações empíricas. A - Equações que não consideram o ângulo do jacto de vazante e B - Equações que considerando o ângulo do jacto de vazante com 10°, 45° e 90°. Prismas de maré determinados segundo Jarret (1976) .....	2.57
Figura 2.41 – Variação de volume do delta de vazante do estuário do Sado. A vermelho (pontos), valores obtidos por comparação de MDE's); a azul (quadrados) valores obtidos por aplicação das equações de Jarret e de Hicks e Hume); a verde (triângulos) valores obtidos por aplicação das equações de Jarret e de Marino e Mehta. ....	2.58
Figura 2.42 – Volumes estimados por vários autores, em milhões de m <sup>3</sup> , para o prisma de maré do estuário do Sado .....	2.61

### Capítulo 3 – Análise de dados de sonar de varrimento lateral da plataforma

Figura 3.1 – Localização dos dois mosaicos de sonar de varrimento lateral adquiridos no cruzeiro SADOGEOROB1. ....	3.3
Figura 3.2 – Localização dos dados geofísicos adquiridos nos cruzeiros TESA, fase c e cruzeiro SADOGEOROB1, sobre estratos de mapa geológico, em cima, e carta de sedimentos superficiais, em baixo. Os 2 mosaicos de sonar de varrimento lateral correspondem às áreas com a maior densidade de dados adquiridos, sendo designados por mosaico 1, a norte, e mosaico 2, a sul. Ver o texto para a identificação das unidades representadas nos mapas e ver Figura 3.8 e Figura 3.19 para ampliação da carta SED5 na área dos mosaicos. ....	3.5
Figura 3.3 – Mosaico de dados de sonar de varrimento lateral com exemplo de padrões sedimentares granulometricamente diferenciados (sorted bedforms) localizados a cerca de 45m de profundidade na plataforma da Ilha de Marettimo, Itália, no Mediterrâneo ocidental. Note-se a faixa de retrodispersão mais baixa (em tons escuros) no flanco a favor da corrente, inferida como sendo de SE para NW. Imagem retirada de (Lo Iacono e Guillén, 2008). ....	3.7
Figura 3.4 – Mosaico 2 dos dados de sonar de varrimento lateral adquiridos ao largo da povoação de Comporta, durante o cruzeiro SADOGEOROB 1. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros. Para localização ver Figura 3.1. ....	3.10
Figura 3.5 – Vista em perspectiva dos 5 perfis batimétricos do mosaico 2. Profundidade média determinada por média móvel dos dados de sonda de feixe simples (janela de média com 41 pontos). Para localização dos perfis ver Figura 3.7.....	3.11
Figura 3.6 – Perfis batimétricos do mosaico 2, com delimitação e inclinação média dos sectores individualizados S2, S3, S4 e subsectores de S3, VN - vertente norte, VS - vertente sul e ZT - zona de transição. Profundidade média determinada por média móvel (janela de média com 41 pontos) representada por linha grossa e profundidade pontual representada por linha fina. Para localização dos perfis ver Figura 3.7. ....	3.12
Figura 3.7 – Zonas Norte, Central e Sul do mosaico 2. Localização dos perfis chp_16 a chp_20 e das Figura 3.11, Figura 3.12 e Figura 3.13 .....	3.13

- Figura 3.8 – Mosaico 2 de sonar de varrimento lateral (A); tipos de fundo interpretados (B); Excerto da Carta de Sedimentos Superficiais SED5 de 2005 publicada pelo Instituto Hidrográfico (C); e sua relação com as unidades interpretadas (D). Unidades da carta SED5 identificadas no texto.....3.18
- Figura 3.9 – lineamentos identificados nas zonas de afloramento rochoso do mosaico 2.....3.19
- Figura 3.10 – Direcções médias dos principais lineamentos assinalados no mosaico 2. ....3.19
- Figura 3.11 – Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 2, ilustrando zonas de afloramento rochosos onde se identificam as lineações aproximadamente paralelas (2) e normais (3) à direcção de navegação (1). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.7. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros .....3.20
- Figura 3.12 - Pormenor dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 2, A) exemplo de estruturas lineares em sedimentos grosseiros e B) exemplo de manchas de sedimentos finos com forma barcanoide sobre sedimentos grosseiros. 1) Direcção inferida da corrente dominante, 2) direcção de navegação, 3) sedimentos finos, 4) sedimentos grosseiros, 5) rocha, 6) estruturas lineares inferidas, 7) estruturas lineares. Para localização das áreas A e B ver Figura 3.7. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.....3.22
- Figura 3.13 – Pormenor dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 2. 1) Direcção inferida da corrente dominante, 2) direcção de navegação, 3) sedimentos finos, 4) sedimentos grosseiros, 5) rocha, 6) limite de unidade ou estrutura inferidos, 7) estruturas interpretadas como formas de fundo transversais ou longitudinais e 8) faixa com retrodispersão mais baixa. Para localização das áreas A e B ver Figura 3.7. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.....3.23
- Figura 3.14 – Mosaico 1 dos dados de sonar de varrimento lateral adquiridos ao largo da barra do Sado, durante o cruzeiro SADOGEOROB 1. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros. Para localização ver Figura 3.1.....3.28
- Figura 3.15 – Mosaico 1 de sonar de varrimento lateral com batimetria, localização dos perfis de Chirp-Sonar e das áreas destacadas nas figuras: Figura 3.23, Figura 3.24, Figura 3.25, Figura 3.26 e Figura 3.31 .....3.29
- Figura 3.16 – Vista em perspectiva dos perfis batimétricos do mosaico 1, com delimitação dos sectores da plataforma S2, S3 e S4 e das duas rupturas de declive que ocorrem às profundidades de aproximadamente 70m a 75m e 80m e que individualizam os subsectores S3', S3'' e S3'''. Profundidade determinada por média móvel de dados de sonda de feixe simples (janela de média com 41 pontos). Para localização dos perfis ver Figura 3.15. ....3.30
- Figura 3.17 – Perfis batimétricos do mosaico 1, com delimitação dos sectores da plataforma S2, S3 e S4 e das duas rupturas de declive que ocorrem às profundidades de aproximadamente 70m a 75m e 80m e que individualizam os subsectores S3', S3'' e S3'''. Profundidade determinada por média móvel de dados de sonda de feixe simples (janela de média com 41 pontos). Para localização dos perfis ver Figura 3.15. ....3.31
- Figura 3.18 – Linha de chirp-sonar chp\_07 do cruzeiro SADOGEOROB1. Perfil chirp em baixo com correspondente linha de sonar de varrimento lateral sobreposta (em cima). Note-se a relação existente entre as duas principais quebras de declive



- do fundo do mar e a ocorrência de afloramentos ou sub-afloramentos rochosos. Perfil chirp com escala vertical em tempo duplo representado por ms x10. Para localização do perfil ver figura Figura 3.15.....3.32
- Figura 3.19 - Mosaico 1 de sonar de varrimento lateral (A); tipos de fundo interpretados (B); Excerto da Carta de Sedimentos Superficiais SED5 de 2005 publicada pelo Instituto Hidrográfico (C); e sua relação com as unidades interpretadas (D). Unidades da carta SED5 identificadas n texto.....3.34
- Figura 3.20 – Mapa do mosaico 1 de sonar de varrimento lateral com a localização das principais estruturas identificadas e dos respectivos domínios em que foram agrupadas. 1-Estrutura circular com auréola, 2-Estrutura circular com padrão radial, 3-Estrutura circular simples, 4-Estrutura circular em rocha, 5-Escarpa, 6-Marca linear de relevo negativo, 7-Marca linear de relevo positivo, 9-Marcas de arraste e/ou depósitos antrópicos, 10-Formas de fundo (estruturas sedimentares). As linhas a tracejado representam estruturas mal definidas, incompletas ou interpretadas a partir de dados não incluídos no mosaico.....3.37
- Figura 3.21 – Lineamentos identificados nas zonas de afloramento rochoso do mosaico 1. ....3.38
- Figura 3.22 – Representação esquemática das direcções médias dos principais lineamentos assinalados no mosaico 1.....3.38
- Figura 3.23 - Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando estruturas circulares simples (1) e sobre rocha (2). Atitude adornada do “peixe” do sonar denotada pelo registo junto ao fundo do mar (4) da interface ar/água (3); múltiplo da interface ar/água (5) e estrutura interpretada como sendo uma esteira de barco ou um cabo de arte de pesca (6). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.....3.41
- Figura 3.24 – Pormenor dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando estruturas circulares com halo (1), estruturas circulares com padrões radiais (4), estruturas circulares com características de transição entre os dois tipos anteriores (1a), estrutura linear interpretada como marca antrópica linear de relevo negativo (2), marcas lineares de relevo positivo com disposição arborescente (3) e marcas lineares de relevo positivo com disposição simétrica (3a). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros. ....3.42
- Figura 3.25 - Pormenor de duas linhas de dados de sonar de varrimento lateral, adquiridas na mesma área em dias consecutivos. 1) Estruturas interpretadas como padrões sedimentares transversais que não são detectáveis na linha B; 2) padrões sedimentares interpretados como formas de leito longitudinais ou resultantes da influência de estruturas sub-aflorantes, 3) estrutura de origem desconhecida, possivelmente de origem antrópica, utilizada como referência para a comparação das duas linhas e 4) Estruturas circulares com padrões radiais e em halo visíveis nas duas linhas. ....3.43
- Figura 3.26 – Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando uma estrutura circular com padrão radial (1); e padrões formados por manchas sedimentares granulometricamente diferenciadas (sorted bedforms). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros. ....3.44
- Figura 3.27 - Exemplos de dados de sonar de varrimento lateral de área utilizadas para a submersão de materiais dragados. Retrodispersão alta representada por tons claros nas figuras A e B e tons escuros na figura C. A - O círculo amarelo

- delimita a área designada para a descarga de materiais dragados. Adaptado de (Mosher et al.). B - 1) depósitos de materiais dragados. Adaptado de (Beaulieu et al., 2005). C - Depósitos de materiais dragados. Note-se o padrão radial patente no perímetro de algumas das estruturas que atingem cerca de 40m de diâmetro. Imagem sem escala no original. Adaptado de (NRCAN, 2008).....3.49
- Figura 3.28 - Dados de sonar de varrimento lateral exemplificando diferentes tipos de depósitos de materiais dragados. Retrodispersão alta representada por tons claros. A - Exemplo de acumulação de detritos rochosos depositados sobre sedimentos finos. Note-se o halo com uma cor mais clara (e ligeiramente sobre elevado) provocado pela onda de pressão gerada pelo impacto dos detritos no fundo; B - Exemplo de um depósito relíquia de materiais dragados; C - Exemplo de depósito de materiais dragados de relevo baixo, produzido por descarga de materiais finos. 1) Coluna de água; D -Exemplo de depósito de materiais dragados de relevo alto, produzido pela descarga de detritos rochosos.(Swanson e Infantino, 2000).....3.49
- Figura 3.29 - Mosaico com dados de sonar de varrimento lateral de uma área utilizada para submersão de materiais dragados rejeitados. Retrodispersão alta representada por tons claros. 1- Acumulações de rocha junto à margem de banco; 2 - Acumulação de materiais dragados no local de descarga abandonado; 3 - Materiais dragados; 4 - Acumulação de materiais dragados no local de descarga actual; 5 - Acumulação de materiais rochosos sobre lamacentos; 6 - Trilhos de descarga de materiais dragados. Adaptado de (Valentine et al., 1998). .....3.50
- Figura 3.30 - Dados de batimetria multifeixe A) e sonar de varrimento lateral B) de uma área utilizada para a submersão de materiais dragados rejeitados. Zonas mais profundas representadas a azul e zonas com retrodispersão mais elevada representadas em tons escuros. Note-se na imagem A o padrão radial produzido por trilhos de descarga no perímetro de algumas das elevações. Adaptado de (SAIC, 2005).....3.50
- Figura 3.31 - Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando estruturas antrópicas. Área A, atitude adornada do “peixe” denotada pela presença no registo de esteira de barco (1); 2) interface ar/água; 3) múltiplo da interface ar/água. Área B, faixas paralelas de origem desconhecida com retrodispersão mais alta e que descrevem um arco de círculo (4); e marcas de fundo interpretadas como marcas de arraste ou rastos da descarga de material dragado (5). Aparentes variações da morfologia do fundo da área B provocadas por alterações da profundidade do “peixe”. Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.....3.53

## Capítulo 4 – Análise sísmo-estratigráfica da plataforma

- Figura 4.1 – Mapa com a localização dos dados geofísicos adquiridos durante os cruzeiros TESA, fase c, e SADOGEOROB1.....4.3
- Figura 4.2 – Malha das linhas de sísmica de reflexão multicanal GSI, com identificação dos segmentos das 6 linhas importadas e da localização das sondagens Golfinho e Pescada.....4.4
- Figura 4.3 – Informação retirada dos cabeçalhos das linhas GSI de sísmica de reflexão. Adaptado de Batista (2009). .....4.5
- Figura 4.4 – Reposicionamento dos shotpoints de sísmica tendo em conta a correcção de layback. Para simplificação da figura, ilustra-se um caso em que a distância de layback é inferior à distância que separa shotpoin consecutivos. A) Correção

- calculada em tempo ou B) Correção calculada em espaço. a - Shotpoints sem correção de layback e respectivo número de ordem, b - Shotpoints com correção de layback e numeração relativa ao respectivo número de ordem (a vermelho) e aos números de ordem dos shotpoints (a preto) utilizados para calcular a correção, c - Trajecto e rumo da embarcação, d - translação aplicada para correção de layback, definida por vector com a magnitude da correção e sentido oposto ao rumo da embarcação, e - Distancia de layback calculada em tempo, f - Tempo convertido em distância que corresponde à diferença entre o tempo (distância) de layback e o tempo (distância) que separa os dois shotpoints que enquadram em tempo o shotpoint com a correção de layback.....4.9
- Figura 4.5 – Exemplo de elementos gráficos (A, B e C) e numéricos (D) utilizados para controlo de qualidade dos resultados do macro feito em Excel (Layback\_v5\_2.xls) para processamento dos dados de navegação. Exemplo referente ao perfil de Chirp chp\_03 (Figura 4.6) .....4.13
- Figura 4.6 – Figura ilustrando os resultados do processamento realizado para eliminar os artefactos produzidos por variações de profundidade do “peixe” do Chirp na geometria e posição do fundo do mar. A - Esquema ilustrando o reboque em profundidade do “peixe” do Chirp durante a aquisição de dados. B - Perfil de Chirp (chp\_03) sem processamento, exemplificando a falsa geometria induzida pela variação da profundidade do “peixe”. C - Perfil de Chirp (chp\_03) com processamento para corrigir a falsa geometria. z - Profundidade do fundo do mar; a - Profundidade de reboque do “peixe” do Chirp; b - Altura de reboque do “peixe” do Chirp; 1 - Atraso no tempo de recepção da onda directa; 2 - Onda directa do perfil de Chirp; 3 -Reflexão resultante da interface ar/água, 4 - Reflexão resultante do fundo do mar; 5 – Reflexão correspondente ao 1º múltiplo do fundo do mar, note-se que esta reflexão reproduz bem a morfologia do fundo mar e ocorre ao tempo duplo correspondente à profundidade do fundo do mar (não considerando atrasos de gravação); 6 - Artefacto na geometria do fundo provocado por uma alteração brusca da profundidade do “peixe” do Chirp que, provavelmente, terá ficado temporariamente preso em cabos de artes de pesca .....4.14
- Figura 4.7 – Fluxo de processamento dos dados de sísmica de reflexão dos cruzeiros Tesa e Sadogeorob 1 (perfis Bmr, Spk e Chp). a – Dados seleccionados; b – Passos de processamento; c – Dados resultantes da aplicação de passos de processamento intermédios; d – Dados disponíveis para interpretação.....4.16
- Figura 4.8 - Excerto da linha Tc32 adquirida com Boomer durante o cruzeiro TESA fase c, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima) e com processamento (em baixo) .....4.23
- Figura 4.9 - Excerto da linha bmr\_09 adquirida com Boomer durante o cruzeiro SADOGEOROB1, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima) e com processamento (em baixo).....4.24
- Figura 4.10 - Excerto da linha spk\_04 adquirida com Sparker durante o cruzeiro SADOGEOROB1, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima) e com processamento (em baixo).....4.25
- Figura 4.11 - Excerto da linha chp\_17 adquirida com Chirp durante o cruzeiro SADOGEOROB1, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima), só com correção da geometria (ao meio), e com correção da geometria e filtro de ondulação (em baixo).....4.26
- Figura 4.12 – Localização de linhas de sísmica de reflexão adquiridas ao largo do Estuário do Sado nas campanhas Livra, Persin e Lusitanie.....4.31

Figura 4.13 – Mapa tectónico da Arrábida (Kullberg et al., 2000). Destacam-se as falhas da Arrábida e de Setúbal Pinhal Novo, que limitam a Sul e Este, respectivamente, a cadeia montanhosa da Arrábida .....	4.36
Figura 4.14 – Localização das linhas SGI apresentadas. Para enquadramento da área apresentada neste mapa ver mapa da Figura 4.2.....	4.38
Figura 4.15 – Segmento da linha GSI-47 com e sem interpretação. Para localização da linha ver Figura 4.14 .....	4.39
Figura 4.16 – Segmento da linha GSI-66 com e sem interpretação. Para localização da linha ver Figura 4.14 .....	4.40
Figura 4.17 – Localização das linhas de sísmica de reflexão dos sistemas Boomer e Chirp apresentadas. Para enquadramento da área abrangida pelo mapa ver mapas das Figura 4.1 e Figura 4.2.....	4.56
Figura 4.18 - Linha bmr11 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17 .....	4.57
Figura 4.19 – Linha tc20 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17 .....	4.58
Figura 4.20 - Linha tc35 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17 .....	4.58
Figura 4.21 – Linha tc33 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17. Linha intersectada aproximadamente na perpendicular pela linha tc30 (Figura 4.26) numa zona correspondente ao eixo de um paleocanal .....	4.58
Figura 4.22 – Excerto da linha tc40 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro Tesa com sistema Boomer. Linha processada, à esquerda, e respectivo esquema interpretativo, à direita. A localização da linha é indicada na Figura 4.17. ....	4.65
Figura 4.23 - Linha bmr10 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. Na Figura 4.25 mostra-se uma ampliação da área assinalada com o rectângulo a negro, a localização da linha é indicada na Figura 4.17.....	4.66
Figura 4.24 - Linha bmr08 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. Na Figura 4.25 mostra-se uma ampliação da área assinalada com o rectângulo a negro, a localização da linha é indicada na Figura 4.17.....	4.67
Figura 4.25 – Detalhes de linhas de sísmica de reflexão adquiridas no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. A– Extracto da linha bmr10, ilustrando estruturas assinaladas com setas que se interpretam como dunas soterradas. Imagem correspondente a cerca de 60ms de 900 traços, para localização ver Figura 4.23. B–Extracto da linha bmr08, ilustrando estruturas r assinaladas com setas. Imagem correspondente a cerca de 70ms de 1100 traços, para localização ver Figura 4.24 .....	4.68
Figura 4.26 – Linha bmr09 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17. ....	4.69

- Figura 4.27 - Linha tc30 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17. Linha que intersecta aproximadamente na perpendicular à linha tc33 (Figura 4.21) numa zona correspondente ao eixo de um paleocanal .....4.70
- Figura 4.28 - Linha bmr19 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17 .....4.71
- Figura 4.29 – Mapa de afloramento das unidades sísmo-estratigráficas definidas...4.72
- Figura 4.30 – Localização da área útil das superfícies interpoladas. Altimetria representada por grelha com dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA, 2000). Os segmentos de recta a cheio ou tracejado representam as linhas sísmicas de reflexão dos cruzeiros Sadogeorob 1 e Tesa, respectivamente. Áreas 1 e 2, áreas cobertas com os levantamentos de maior densidade de sísmica; área rosa, domínio de interpolação para a superfície que representa o fundo e mar e para S2 Área castanha, domínio de interpolação de S3 .....4.73
- Figura 4.31 – Superfície interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução correspondente ao fundo do mar. A – Mapa com grelha semi-transparente representando a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície. B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com 5 classes definidas para o efeito e linhas de dados geofísicos. ....4.75
- Figura 4.32 - Superfícies interpoladas a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução correspondentes ao fundo do mar na área dos mosaicos. A – Mapa com grelha semi-transparente representando a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa da área do mosaico 1 com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas; C – Mapa da área do mosaico 2 com grelha semi-transparente representando a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; D – Mapa da área do mosaico 2 com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos, indicando a posição das 2 linhas de Chirp apresentadas nas Figura 4.33 e Figura 4.34.....4.76
- Figura 4.33 - Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_17. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de ~250m para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para a localização do perfil ver Figura 4.32 e Figura 4.17 .....4.77
- Figura 4.34 - Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_20. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de ~250m para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para a localização do perfil ver Figura 4.32 e Figura 4.17 .....4.78
- Figura 4.35 - Superfície S2 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representando a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas. ....4.80

- Figura 4.36 - Superfície S2 na área do mosaico 1 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas; C - mapa com as principais quebras de declive; D – Mapa com as linhas de dados geofísicos, assinalando-se a localização das duas linhas de Chirp representadas nas Figura 4.38 e na Figura 4.39, respectivamente.....4.81
- Figura 4.37 - Perfil esquemático ilustrando a morfologia da superfície S2 (a vermelho) e a sua relação com o fundo do mar (a negro), os principais reflectores (a cinza traço grosso) e as reflexões internas das unidades sísmicas consideradas (a cinza traço fino). Os números de 1 a 5 indicam as principais quebras de declive da superfície identificadas aproximadamente às profundidades (em m relativas ao actual nível médio do mar) de 65, 75, 80, 85 e 95 a 100, respectivamente. ....4.84
- Figura 4.38 - Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_02. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de ~250m para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para localização do perfil ver Figura 4.36 e Figura 4.17 .....4.85
- Figura 4.39 – Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_04. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de ~250m para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para localização do perfil ver Figura 4.36 e Figura 4.17 .....4.86
- Figura 4.40 - Superfície S3 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas. ....4.88
- Figura 4.41 - Superfície S3 na área do mosaico 1 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas; .....4.89
- Figura 4.42 – Representação da espessura (em tempo) das unidades sísmicas. Superfícies interpoladas para a totalidade da área com dados de sísmica de reflexão de alta resolução validos. A – Isópacas e respectiva superfície relativas às unidades US1 e US2; B – Isópacas e respectiva superfície relativas à unidade US3 .....4.91
- Figura 4.43 – Representação da espessura (em tempo duplo) das unidades sísmicas. Superfícies interpoladas a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução da área do mosaico 1,. A – Isópacas e respectiva superfície relativas às unidades US1 e US2; B – Isópacas e respectiva superfície relativas à unidade US3 .....4.92
- Figura 4.44 – Curva de variação do nível do mar desde o último máximo glaciário, adaptado de Dias et al (2000).....4.97

Figura 4.45 – Curva de variação do nível do mar nos últimos 150 000 anos. Figura adaptada de Gardner et al (2005, curva de variação do nível do mar e limites de EIM (MIS) adaptados, respectivamente, de Pillans et al, 1998 e Martinson et al, 1987) .....	4.105
Figura 4.46 - Superfície S2 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente do declive da superfície representada com legenda de 5 classes, sobre excerto da carta SED5 (IH, 2005) representando os sedimentos superficiais da plataforma; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes com sobreposição de linhas de dados geofísicos, referências de anomalias de declive associadas a paleo-linhas de costa e possível orientação da faixa de transição entre as áreas Norte e Sul. ....	4.109
Figura 4.47 – Representação esquemática da sequência temporal em que as estruturas morfológicas (a,b,c,d) poderão ter funcionado como linhas de costa. No eixo das ordenadas representa-se o tempo, referenciando-se embora não á escala os períodos cujo nível do mar se relacionam com as paleo-linhas de costa. NMA- Nível do mar actual, Drias R.-Drias Recente, UGM- Último máximo glaciário, EIM-Estádio isotópico marinho .....	4.111

## Capítulo 5 – Síntese geral e conclusões

Figura 5.1 – Curvas de variação do nível do mar adoptadas para enquadrar temporalmente as estruturas interpretadas que se relacionam com a evolução do sector estudado da plataforma continental. A- Curvas de variação do nível do mar nos últimos 90000 anos a preto e nos últimos 20000 anos a cinzento-escuro, baseadas respectivamente nos dados de Pillans et al (1998, com limites de EIM adaptados de Martinson et al, 1987 em Gardner et al., 2005) e Dias et al (2000); assinalando os principais picos das curvas por p1 a p7, as barras horizontais coloridas assinalam os intervalos de profundidades (com um intervalo mínimo de $\pm 2,5$ m) associados às paleo-linhas de costa referidas por “a”, “b”, “c” e “d”; as caixas horizontais a laranja representam os períodos de tempo em que as paleo-linhas de costa poderão ter estado activas. B-Curva de variação do nível médio do mar relativo nos últimos 5500 anos proposta por Psuty e Moreira (2000) especificamente para a área do estuário do Sado. ....	5.13
--	------

## Índice de Tabelas

### Capítulo 1 – Introdução

Tabela 1.1 – Estimativa do material presumivelmente transportado junto ao fundo, em suspensão e na totalidade pelo rio Sado antes e após a construção de barragens. (Adaptado de Magalhães, 1999, em INAG, 2001) .....	1.6
Tabela 1.2 – Estimativas para taxas de sedimentação no estuário do Sado e pressupostos assumidos nas transformações de unidades feitas para harmonizar os diversos valores citados.....	1.6
Tabela 1.3 – Principais formações e litologias que constituem o enchimento sedimentar da bacia do Sado.....	1.9

Tabela 1.4 – Principais formações e litologias aflorantes no extremo NE da bacia hidrográfica do rio Sado, correspondentes a terrenos da ZOM e ZSP.....	1.10
Tabela 1.5 – Principais formações e litologias que afloram na bordadura da bacia do alto Sado, correspondentes a terrenos da ZSP .....	1.11
Tabela 1.6 – Distribuição de THTP ao largo de Sines no período entre Maio 1988 e Dezembro de 1993. Dados retirados de Costa (1994) .....	1.22
Tabela 1.7 – Dados relativos aos temporais registados ao largo de Sines no período entre Maio 1988 e Dezembro de 1993. Dados retirados de Costa (1994) .....	1.23
Tabela 1.8 – Principais eventos relativos à sismicidade histórica registada na área do estuário do Sado. Dados retirados de LNEC (1986).....	1.29
Tabela 1.9 – Lista de estruturas submersas referidas na bibliografia como estando associadas a paleo-linhas de costa na plataforma portuguesa, em particular na área ao largo do estuário do Sado .....	1.32

## **Capítulo 2 – Morfologia e evolução recente do estuário do Sado**

Tabela 2.1 – Identificação e características das zonas homogéneas definidas para o estuário do Sado. Tabela adaptada de Ferreira et al (2003).....	2.4
Tabela 2.2 – Coordenadas rectangulares no sistema Hayford-Gauss, datum de Lisboa (coordenadas militares) dos pontos que definem as linhas, que intersectam os canais da Marateca, Alcácer e Comporta, adoptadas como limites do domínio interno (montante) da área considerada na análise feita do estuário do Sado. ...	2.6
Tabela 2.3 – Cartas batimétricas utilizadas. ....	2.7
Tabela 2.4 - Dados, em metros, sobre as condições iniciais, número e tipo de pontos de referência utilizados e erros do processo de georeferenciação das cartas....	2.11
Tabela 2.5 – Elementos vectorizados em cada uma das cartas utilizadas. ....	2.12
Tabela 2.6 - Amplitudes e alturas de maré acima do zero hidrográfico (ZH) medidas em várias estações maregráficas do estuário do Sado. Utilizaram-se os dados do marégrafo de Tróia (a sombreado) nos cálculos dos prismas de maré. PM <sub>máx</sub> - Preia-mar máxima, PM <sub>av</sub> - preia-mar de águas vivas, PM <sub>am</sub> - preia-mar de águas mortas, BM <sub>am</sub> - baixa-mar de águas mortas, BM <sub>av</sub> - baixa-mar de águas vivas, BM <sub>min</sub> - baixa-mar mínima e NM - nível médio do mar adoptado. Amplitudes de maré: Max – máxima, AV – em águas vivas, AM – em águas mortas. Tabela adaptada da carta nº 26308 editada em 2002 pelo Instituto Hidrográfico.....	2.22
Tabela 2.7 - Área do estuário e suas variações segundo as cartas de 1969, 1979 e 1995/2002. ....	2.39
Tabela 2.8 - Variação da área do estuário, por avanço (+) ou recuo (-) da linha de costa. Taxa de variação anual calculando para o período 1968-1995/2002 assumindo 1993 como data de referência para as cartas 1995/2002. ....	2.39
Tabela 2.9 - Zonas de variação de cota do fundo (erosão ou sedimentação) nos domínios interno (INT) e externo (EXR) do estuário, que se destacam pela intensidade das variações ou pela sua relevância morfológica. Comparações de cota efectuadas entre as cartas de 1968-1930, 1979-1968 e 1995/2002-1979..	2.49
Tabela 2.10 - Taxas de sedimentação (positivas) ou de erosão (negativas), em mm/ano, estimadas para os períodos relativos às cartas 1995/2002-1979 e 1979-1968. Cálculos referentes à totalidade da área, com dados independentes, comum ao par de cartas comparadas. ....	2.53
Tabela 2.11 - Taxas de sedimentação (positivas) ou de erosão (negativas), em mm/ano, estimadas para os períodos relativos às cartas 1995/2002-1979 e 1979-1968. Cálculos referentes à área com dados independentes comum as 3 cartas	



comparadas (geral) e a essa área subdividida nos domínios interno (Int) e externo (Ext) do estuário.....	2.53
Tabela 2.12 – Taxas de sedimentação (em mm/ano) calculadas para o período 1979-1961/1968. Avaliação do erro associado à assunção de que a carta 1961/1968 é representativa do estuário em 1968 ou à data intermédia (1964,5) dos trabalhos de campo.....	2.53
Tabela 2.13 – Tendência de sedimentação ou erosão de estruturas morfo-sedimentares do estuário. Taxas de sedimentação inferidas por comparação de cartas batimétricas de 1930 a 1995/2002. ....	2.55
Tabela 2.14 – Volume, área, comprimento, largura e parâmetro de forma do delta em 1995/2002 e 1930.....	2.56
Tabela 2.15 – Volume do delta de vazante (V) estimado por subtracção de MDE's e por aplicação de relações empíricas, considerando: a área da secção da barra (A), o volume do prisma de maré (P), e ângulo do jacto de vazante com a costa ( $\theta$ ). 1) Medido em mapa batimétrico; 2) Medido em modelo digital de terreno; 3) Eq. de Jarret: $A=3,039 \times 10^{-5} \times P^{1,05}$ ; 4) Eq. Marino & Mehta: $V=5,6 \times 10^{-4} \times P^{1,39}$ ; 5) Eq. de Hicks & Hume: $V=1,37 \times 10^{-3} \times P^{1,32} \times (\sin \theta)^{1,33}$ ; 6) Volume do delta residual, calculado a partir da subtracção de modelos digitais de terreno. ....	2.57
Tabela 2.16 – Prismas de maré, calculados a partir do MDE resultante da carta de 1995/2002, em situação de águas vivas máximas, águas vivas e águas mortas. Cota de maré referida ao zero hidrográfico (ZH). ....	2.59
Tabela 2.17 – Comparação de estimativas do volume do prisma de maré excluindo e incluindo a área inundável acima do nível médio do mar. Cálculos efectuados para marés de águas vivas e águas mortas. ....	2.59
Tabela 2.18 - Prismas de maré de águas vivas calculados para os mapas de 1995/2002, 1979 e 1968.....	2.60
Tabela 2.19 – Espaço de acomodação calculado, em maré de águas vivas, para os mapas de 1995/2002, 1979 e 1968.....	2.60

### Capítulo 3 – Análise de dados de sonar de varrimento lateral da plataforma

Tabela 1 – Inclinação média, em graus, dos vários sectores dos perfis batimétricos do mosaico 2 representados na Figura 3.6. Exceptuando o sector S3-vn que inclina para terra todos os restantes inclinam para o largo. ....	3.13
Tabela 2 – Quadro resumo com a correlação estabelecida entre as unidades individualizadas a partir da interpretação dos dados de sonar de varrimento lateral (Uni. Sonar), os sectores da plataforma individualizados a partir de perfis batimétricos e respectivas inclinações médias, unidades da carta geológica à escala 1:500 000 (Uni. GEO), unidades da carta de sedimentos superficiais SED5 (Uni. SED5), granulometria dominante inferida e zonas Norte (ZN), central (ZC) e Sul (ZS) definidas para o mosaico 2. ....	3.16
Tabela 3 – Inclinação média em graus, dos três sectores principais sectores da plataforma considerados nos perfis batimétricos do mosaico 1.....	3.32
Tabela 4 - Quadro resumo com a correlação estabelecida entre as unidades individualizadas a partir da interpretação dos dados de sonar de varrimento lateral (Uni. Sonar) do mosaico 1, os sectores da plataforma individualizados a partir de perfis batimétricos, respectivas inclinações médias, unidades da carta geológica à escala 1:500 000 (Uni. GEO), unidades da carta de sedimentos superficiais SED5 (Uni. SED5) e a granulometria dominante inferida. ....	3.36

## Capítulo 4 – Análise sísmo-estratigráfica da plataforma

Tabela 4.1 - Extensão aproximada, em km, das linhas de dados geofísicos adquiridos durante os cruzeiros TESA, fase c, e SADOGEOROB1. Os dados de sonda de feixe simples foram sempre adquiridos em simultâneo com os outros tipos de dados. Os dados de Chirp e de sonar de varrimento lateral também foram adquiridos em simultâneo. ....	4.3
Tabela 4.2 – Parâmetros de digitalização dos dados de sísmica de reflexão dos cruzeiros Tesa e SGR1.....	4.5
Tabela 4.3 – Frequência central e resolução estimada dos dados de sísmica de reflexão adquiridos pelos diferentes equipamentos utilizados nos cruzeiros TESA e SADOGEOROB. ....	4.7
Tabela 4.4 - Tabela com a correlação das unidades sísmoestratigráficas de Alves (2002, 2003), Copier e Mougeonot (1982) e Cunha (1992). As unidades assinaladas com asterisco foram datadas. Adaptado de Alves (2003).....	4.33
Tabela 4.5 – Litoestratigrafia dos níveis mais superficiais (1ª unidade clástica) do poço Golfinho, respectivas profundidades e velocidades intervalares consideradas.....	4.38
Tabela 4.6 – Cálculo do tempo duplo em milissegundos (ms) associado a eventos que são referidos no log da sondagem Golfinho-1 relativamente ao nível médio do mar (NMM).....	4.38
Tabela 4.7 – Características principais das unidades consideradas nas linhas GSI interpretadas.....	4.41
Tabela 4.8 – Idades estimadas para as unidades consideradas para as linhas GSI interpretadas e sua possível correlação com outras unidades sísmicas definidas na área.....	4.41
Tabela 4.9 – Tabela síntese da sísmo-estratigráfica definida, referindo as principais características das discontinuidades e subunidades sísmicas.....	4.44
Tabela 4.10 – Quadro resumo com as principais características das unidades sísmicas, discontinuidades basais e respectivas idades estimadas.....	4.55
Tabela 4.11 – Cotas (relativas ao nível médio do mar), em m, das 5 quebras de declive identificadas na superfície S2. ....	4.84
Tabela 4.12 – Características dos depocentros definidos. Localização do seu ponto central relativamente a actual profundidade do fundo do mar e à posição na área interpolada, espessura máxima de sedimentos, orientação da sua maior dimensão (comprimento), cotas aproximadas (em m relativos ao NM) das superfícies que definem a sua base e topo, comprimento e largura estimados (em km) .....	4.94
Tabela 4.13 – Tabela síntese da sísmo-estratigráfica definida, referindo as principais características das discontinuidades e subunidades sísmicas, bem estimativas para as suas idades, ambientes de deposição e respectivos materiais constituintes. ....	4.98
Tabela 4.14 – Profundidade média e referências usadas no texto para as principais anomalias de declive da superfície S2 que se interpretam como possíveis marcadores de paleo-linhas de costa.....	4.110

# **CAPÍTULO**

## **1**

### ***INTRODUÇÃO E ENQUADRAMENTO***



# 1 Introdução

## 1.1 Enquadramento e objectivos do trabalho

Entende-se por zona costeira a porção de território influenciada directa e indirectamente em termos biofísicos pelo mar (ondas, marés, ventos, biota ou salinidade) e que para o lado de terra tem uma largura tipicamente de ordem quilométrica e se estende, do lado do mar, até ao limite da plataforma continental (Gomes et al., 2006). A zona costeira é uma zona de transição entre os ambientes terrestres, marinhos e aéreos, que se distingue por uma elevada variabilidade espacial e temporal dos factores ambientais que a caracterizam e que são determinantes para a sua evolução.

A zona costeira portuguesa estende-se ao longo de cerca de 950km, dos quais cerca de 1/3 se encontram definitivamente ocupados por edificações urbanas; alberga cerca de 3/4 da população e tem uma contribuição para o PIB estimada em 85% (Andrade et al., 2006b). Face à importância que a zona costeira assume na sociedade é importante perceber quais são os mecanismos forçadores e os processos que regem a sua evolução, de forma a poder gerir a sua utilização e acautelar as suas possíveis modificações.

A linha de costa estabelece a fronteira entre a terra e o mar e é materializada pela intercepção do nível médio do mar (NMM) com a zona terrestre (Gomes et al., 2006). A posição da linha de costa é portanto um factor fundamental para a caracterização da zona costeira, já que separa os seus domínios emerso e submerso.

A posição da linha de costa varia ao longo do tempo, definindo-se a migração da linha de costa na direcção de terra como uma transgressão e a migração da linha de costa na direcção do mar como uma regressão (Curray, 1964). Ainda segundo o mesmo autor, a evolução das variações na posição da linha de costa pode ser encarada como o resultado da relação estabelecida entre a taxa de variação do NMM relativo e a taxa de sedimentação efectiva. Podendo, portanto, o clima e a tectónica ser entendidos como os dois principais mecanismos forçadores das transgressões e regressões.

Durante o último máximo glaciário (UMG) o nível médio do mar esteve a cerca de 130m a 140m abaixo do seu nível actual (Dias et al., 2000), encontrando-se portanto, à data, grande parte da plataforma continental exposta subaereamente. Desde o final do UMG, há cerca de 18kanos<sup>1</sup>, a evolução da zona costeira da Terra tem sido dominada por uma tendência geral de subida do NMM. A taxa a que ocorreu essa subida do NMM foi no entanto variável, chegando-se a inverter o seu sentido de variação, ocorrendo portanto períodos após o UMG que se caracterizam por descidas do NMM (Dias e Taborda, 1988; Dias *et al.*, 2000). Essas alterações da taxa de variação do nível médio do mar com uma tendência geral transgressiva, conjuntamente com a tectónica e os parâmetros climáticos que condicionam a taxa de sedimentação efectiva, terão sido os principais factores responsáveis pela variação de posição da linha de costa e pela evolução da zona costeira nos últimos milénios.

Actualmente, a variação do NMM mantém a tendência transgressiva, estimando-se por análise de uma serie com 104 anos de dados do marégrafo de Cascais uma taxa

---

<sup>1</sup> Milhares de anos

média de subida do NMM na ordem dos 1,5mm/ano, com uma tendência crescente expressa por uma taxa média de 1,7mm/ano desde 1920 (Dias e Taborda, 1988).

Um crescente número de indícios sugere que actualmente a Terra estará a atravessar um período de alterações climáticas globais. De acordo com as observações feitas (dados instrumentais) e os modelos climáticos produzidos, as alterações climáticas globais resultarão num acréscimo da temperatura média do ar no planeta e por um agravamento das condições climatéricas associadas a eventos extremos e um acréscimo da sua frequência de ocorrência (e.g. tempestades e cheias) (Santos *et al.*, 2002; Santos e Miranda, 2006). Uma das consequências do aumento da temperatura média do planeta é um incremento da taxa de subida do NMM provocado por expansão térmica dos oceanos e fusão parcial das massas de gelo continentais. De acordo com as previsões do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) a subida do nível do mar expectável nos próximos 100 anos poderá atingir os 59-88cm (IPCC, 2001; IPCC, 2007). Previsões semelhantes feitas especificamente para Portugal por extrapolação de séries de dados maregráficos apontam para elevações do NMM na ordem dos 14-57cm (ou seja 1,4-5,7mm/ano) (Dias e Taborda, 1988).

Os estuários são estruturas que tipicamente se formam durante períodos transgressivos na desembocadura dos rios na área de transição entre os domínios submersos e emersos da zona costeira. Os estuários constituem um ambiente de transição onde se conjugam influências dos domínios fluviais, oceânicos e atmosféricos. Estando na interface destes diversos domínios, os ambientes estuarinos têm geralmente estruturas morfo-sedimentares complexas e com uma grande variabilidade tanto espacial com temporal.

Os ambientes estuarinos são muito valorizados pela sua elevada produtividade primária, grande diversidade de habitats e biodiversidade (fauna e flora), bem como pelo seu interesse económico resultante das suas potencialidades para a edificação de infra-estruturas portuárias e industriais, pelos recursos piscícolas e pelo seu valor paisagístico, recreativo e turístico.

Face à grande importância sócio-económica das áreas estuarinas, existe uma preocupação crescente em compreender os processos associados à evolução destas áreas e em identificar os factores forçadores dessa evolução, para que se possa avaliar a resiliência dos sistemas estuarinos às alterações ambientais naturais ou induzidas pelo homem. Pelo facto de constituírem um ambiente de transição, os estuários são particularmente susceptíveis a mudanças ambientais. A elevada susceptibilidade a mudanças ambientais faz dos estuários ambientes particularmente adequados para detectar as mudanças e avaliar o seu possível impacto.

O estuário do Sado é um dos mais importantes estuários portugueses, não só pelas suas dimensões, como também pela sua relevância socioeconómica e grande diversidade geomorfológica. Acresce ainda que a bacia hidrográfica do Sado foi identificada como uma área susceptível de sofrer impactos significativos das alterações climáticas que se perspectivam, destacando-se nomeadamente uma possível redução do escoamento até 2100 na ordem dos 60% (Santos *et al.*, 2002). Neste sentido o estuário do Sado foi seleccionado como um caso de estudo para o Projecto SIAM II (Santos e Miranda, 2006) no âmbito do qual se prosseguiu com os estudos (iniciados na fase I) sobre “Alterações climáticas em Portugal, cenários, impactos e medidas de adaptação”. Na sequência da colaboração na equipa das zonas costeiras do Projecto SIAM II, iniciou-se um estudo das alterações morfológicas recentes do

estuário do Sado. Dessa colaboração, resultou grande parte da análise comparativa de mapas históricos que se apresenta no 2º capítulo deste trabalho.

### 1.1.1 Objectivos gerais

Tendo como objectivo genérico contribuir para o entendimento dos processos que regem a evolução do estuário no contexto da subida do nível médio do mar que se perspectiva como consequência das alterações climáticas globais; pretendeu-se com este trabalho reconstituir a evolução recente do estuário do Sado, enquadrando-a no contexto da evolução da plataforma continental contígua durante a transgressão que se seguiu ao último máximo glaciário.

Nesse sentido, realizou-se um estudo em que se pretendeu compatibilizar análises da evolução do estuário e da plataforma continental, a que se associam duas escalas distintas tanto do ponto de vista espacial como temporal. O estudo da evolução do estuário foi feito, considerando uma escala com uma variação temporal decadal, enquadrando os domínios interno e externo do estuário e considerando uma variabilidade espacial de ordem decamétrica no plano horizontal a métrica no plano vertical. O estudo da evolução da plataforma foi feito considerando uma escala temporal milenar, enquadrado o estuário no sector da plataforma compreendido entre o cabo Espichel e o canhão de Setúbal, considerando uma resolução espacial que variou entre uma escala de ordem quilométrica a métrica no plano horizontal e métrica a decimétrica no plano vertical. As duas escalas consideradas nesta análise sobrepõem-se, tanto do ponto de vista espacial como temporal, na área correspondente ao domínio externo do estuário onde se situa o seu delta de vazante submarino.

A análise da evolução morfológica recente do estuário do Sado baseou-se na comparação de mapas históricos referentes aos últimos 70 anos. Esta análise, constituiu o ponto de partida para a avaliação da variabilidade espacial e temporal da morfologia estuarina, e teve os seguintes objectivos específicos:

- Descrever a actual morfologia estuarina, identificando as principais unidades morfo-sedimentares;
- Avaliar a variabilidade espacial e temporal das principais unidades morfo-sedimentares descritas, identificando as suas possíveis tendências evolutivas e respectivos mecanismos forçadores

A análise da plataforma continental ao largo do estuário do Sado baseou-se na análise de dados geofísicos adquiridos para o efeito, onde se incluem dados batimétricos, de sonar de varrimento lateral e de sísmica de reflexão de alta resolução. A partir da interpretação destes dados pretendeu-se reconstituir a evolução recente da plataforma ao largo do estuário do Sado tendo em conta os seguintes objectivos específicos:

- Identificar paleo-linhas de costa e outras morfo-estruturas associadas formadas desde o último máximo glaciário;
- Reconstituir a morfologia da superfície pré-transgressiva da área da plataforma que foi submersa durante a transgressão que se sucedeu ao UMG e/ou da correspondente superfície de ravinamento marinho;
- Caracterizar a estrutura e geometria dos corpos sedimentares transgressivos;

- Identificar estruturas indiciadoras da possível existência de uma 2ª barra do estuário localizada a sul da actual.

## **1.2 Bacia hidrográfica do rio Sado**

A Bacia hidrográfica do Sado localiza-se entre os 37°25' a 38°40' de latitude N e os 7°40' a 8°50' de longitude W, (INAG et al., 2001) cobre uma superfície de 7692km<sup>2</sup>,<sup>1</sup> (INE, 2007) e é a maior bacia hidrográfica inteiramente portuguesa.

O Rio Sado nasce na Serra da Vigia a cerca de 230m de altitude e percorre aproximadamente 180km até à sua foz, junto à cidade de Setúbal (Loureiro et al., 1983). O seu traçado apresenta uma orientação N-S até à confluência com a ribeira de Odivelas, ponto a partir do qual inflecte para NW até se abrir no estuário (INAG et al., 2001).

A rede fluvial apresenta uma disposição centrípeta, bem adaptada às formas da bacia e é constituída por 828 linhas de água (INAG et al., 2001) (Figura 1.1). Os principais afluentes e sub-afluentes, da margem direita e no sentido jusante-montante, são as ribeiras da Marateca, de S. Martinho, de Alcaçovas, da Xarrama, de Odivelas e do Roxo. Na margem esquerda e segundo a mesma orientação, destacam-se as ribeiras de Grândola, da Corona e de Campilhas.

Ao longo da bacia hidrográfica do Rio Sado existem 14 barragens (Psuty e Moreira, 2000) que regularizam o caudal do rio e acarretam uma perda hidrológica de 70% da bacia hidrográfica do Sado (INAG, 2001) (Figura 1.1).

### **1.2.1 Clima e produção sedimentar**

#### **Clima**

O clima na região da bacia hidrográfica do Sado é temperado (mesotérmico) com invernos chuvosos e verões secos. A temperatura do ar média anual é, em quase toda a bacia do rio Sado, próxima dos 16°C. As temperaturas médias são máximas em Julho e Agosto, com valores que variam entre cerca de 19°C e 24°C e mínimas em Janeiro com valores variando entre cerca de 9°C e 12°C (INAG et al., 2001). A precipitação média anual é de 622mm. A precipitação média é mínima nos meses de Julho e Agosto, atingindo valores na ordem dos 3mm e é máxima nos meses de Dezembro e Janeiro com valores na ordem dos 93mm (INAG, 2001). A evapotranspiração potencial (EVP) anual média na bacia hidrográfica do Sado é de 1145mm, assumindo valores mínimos nos meses de Dezembro a Janeiro e máximos entre os meses de Julho a Agosto na ordem de 29mm e 184mm, respectivamente (INAG, 2001).

Relativamente à relação entre a precipitação e EVP, a maior parte da bacia hidrográfica corresponde a um regime designado por sub-húmido com uma relação equilibrada entre a precipitação e a EVP, a zona mais interior da bacia corresponde a uma zona árida, em que a relação entre a precipitação e a EVP é inferior a 0.5. A evapotranspiração real e o escoamento médio estimados para a bacia hidrográfica são de 467mm e 155mm, respectivamente (INAG, 2001).

---

<sup>1</sup> Nos cálculos efectuados considerou-se a área da bacia hidrográfica do Sado indicada em Loureiro *et al* (1983) correspondente a 7650km<sup>2</sup>



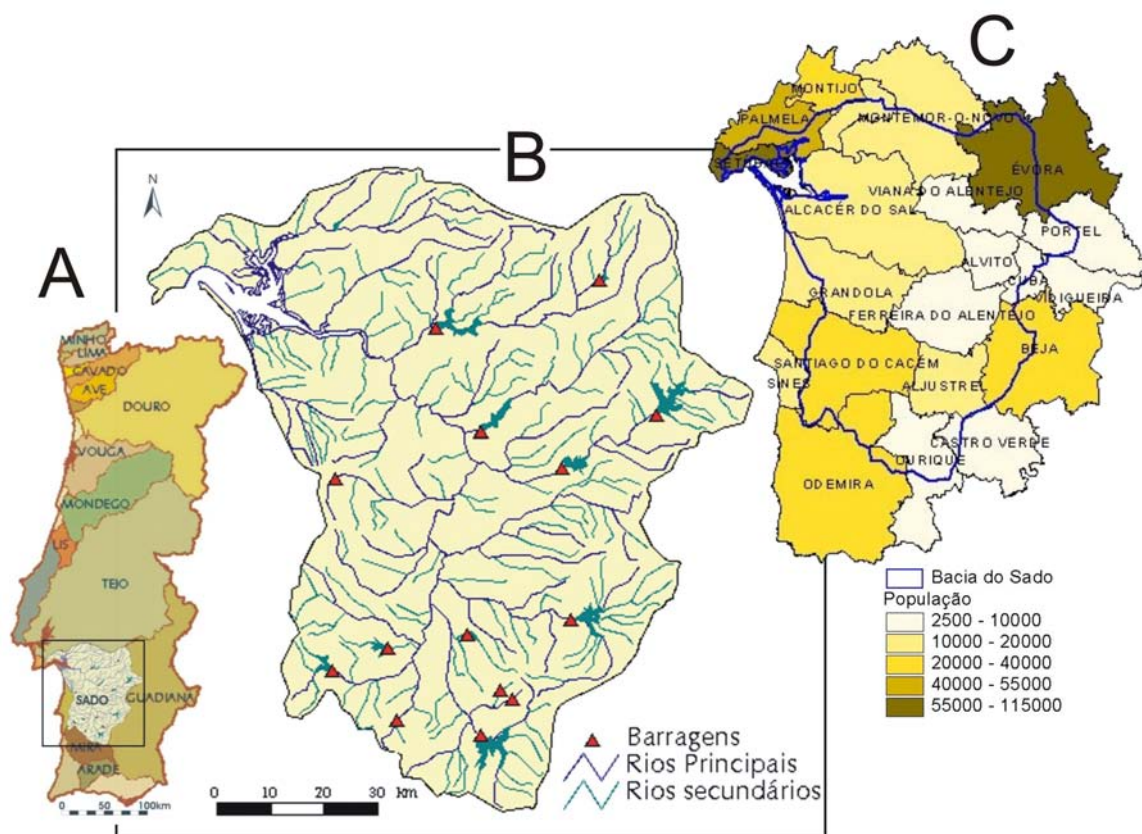


Figura 1.1 –Bacia hidrográfica e do estuário do rio Sado. A-Principais bacias hidrográficas em Portugal; B-Rede de drenagem com indicação dos rios principais e secundários e das barragens; C-Número de habitantes. Figura adaptada de Santos e Miranda (2006)

### **Produção sedimentar e taxas de sedimentação**

No Plano Nacional da Água (INAG, 2001) refere-se que o processo sedimentar no estuário do Sado é complexo registando-se numerosas instâncias de erosão da frente do sapal, mas também de acreção, função do coberto vegetal, da acção da fauna e das características sedimentológicas do sapal. Estima-se uma entrada de 15 000 t de sólidos suspensos por ano (SPM). O processo de recessão das frentes do sapal é máximo nas zonas expostas à nortada, mas tem um valor médio geral (1978-1983) de 17cm/ano. No entanto, em muitos pontos o balanço sedimentar é favorável à acreção, atingindo valores de 1,0 m/ano de progradação na Mitrena e Monte do Pinheiro, e valores de 0,8-3,3 mm ano<sup>-1</sup> de acreção vertical nos sapais, em resultado de contribuições sedimentares variadas, incluindo a fluvial. Referem-se ainda neste documento as estimativas feitas por Magalhães (1999) do material presumivelmente transportado junto ao fundo, em suspensão e na totalidade pelo rio Sado antes e após a construção de barragens (Tabela 1.1), concluindo-se que estas obras devam ter reduzido a menos de metade a carga sedimentar que chega ao estuário.

Andrade et al (2006a) estimam que considerando uma redução de 70% da área da bacia hidrográfica que actualmente drena directamente para o Sado, a sua actual produção sedimentar específica será na ordem dos 200 m<sup>3</sup>km<sup>-2</sup>ano<sup>-1</sup>.

No plano de bacia hidrográfica do rio Sado (INAG et al., 2001) o valor médio estimado para a erosão foi de cerca de 7t/ha/ano e o máximo da erosão específica para a área da bacia foi de cerca de 200 t/ha/ano, ultrapassando-se as 50 t/ha/ano em cerca

de 2% da área da bacia. Para a alimentação de sedimentos ao rio Sado, proveniente de bacias não dominadas por albufeiras foram estimados, respectivamente, um coeficiente de produção de sedimentos médio entre 0,07 e 0,1 e a alimentação de cerca de 0,6 t/ha/ano.

Considerando que 1) a totalidade dos sedimentos fica retido no estuário, 2) que este tem uma área abaixo da cota de PMAV (preia-mar de águas vivas) estimada em 165 km<sup>2</sup> (Andrade *et al.*, 2006a) e 3) que o peso específico aparente seco para os sedimentos de 1ton/m<sup>3</sup> (Andrade *et al.*, 2006a), podem estimar-se taxas de sedimentação equivalente correspondentes às várias estimativas de produção sedimentar citadas (Tabela 1.2).

Tabela 1.1 – Estimativa do material presumivelmente transportado junto ao fundo, em suspensão e na totalidade pelo rio Sado antes e após a construção de barragens. (Adaptado de Magalhães, 1999, em INAG, 2001)

Produção sedimentar	Junto ao fundo (x10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano)	Em suspensão (x10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano)	Total (x10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano)	Total (m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /ano)*
Antes da construção de barragens (regime natural)	146,8	1 236,9	1 383,7	181
Após a construção de barragens	100,1	476,2	576,3	75

\*Considerando a bacia hidrográfica com uma área de 7650 km<sup>2</sup>

Tabela 1.2 – Estimativas para taxas de sedimentação no estuário do Sado e pressupostos assumidos nas transformações de unidades feitas para harmonizar os diversos valores citados

Grandeza estimada (referência)	Grandeza nas unidades originais da referência (unidades)	Produção sedimentar anual (x10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano)	Taxa de sedimentação equivalente (mm/ano)
Carga em suspensão (Vale <i>et al.</i> , 1993; INAG, 2001)	15000 (t/ano)	15	0,1 apenas Sed. em suspensão
Carga em suspensão (Magalhães, 1999 em INAG, 2001)	476,2 (x10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano)	476,2	2,9 apenas Sed. em suspensão
Carga de fundo (Magalhães, 1999 em INAG, 2001)	100,1 (x10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano)	100,1	0,6 apenas Sed. de carga de fundo
Produção total (Magalhães, 1999 em INAG, 2001)	576,3 (x10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /ano)	576,3	3,5
Produção total (INAG et al., 2001)	0,6 (t./ha/ano)	1377	8
Produção total (Andrade <i>et al.</i> , 2006a)	200 (m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /ano <sup>1</sup> )	459	3
(Psuty e Moreira, 2000)	Taxa de sedimentação estimada entre 1979 e 1990 por datação de sondagens curtas em alto sapal		2
(INAG, 2001)	Taxa de sedimentação estimada para região de sapal		0,8-3,3
Pressupostos assumidos	1) Área da bacia hidrográfica drenante para o Sado 2295km <sup>2</sup> (30% de 7650km <sup>2</sup> ) 2) Área do estuário abaixo da cota de PMAV estimada em 165 km <sup>2</sup> 3) Peso específico aparente seco para os sedimentos de 1ton/m <sup>3</sup>		

De uma forma geral parece poder concluir-se que os sedimentos em suspensão têm uma contribuição muito mais relevante que os sedimentos transportados em carga de fundo para a carga sedimentar total. As taxas de sedimentação totais estimadas, quer através da produção sedimentar calculada, que através de amostragem e datação de sedimentos nas áreas marginais do estuário (sapal) apontam para taxas de sedimentação entre cerca de 2mm/ano a 8mm/ano. Destaca-se, no entanto, o facto de, aparentemente, todas as taxas de sedimentação estimadas directamente, por amostragem e datação de sedimentos, serem relativas a áreas estuarinas marginais (sapais), não se dispondo de dados equivalentes para o interior da bacia estuarina.

### 1.2.2 Morfologia e geologia da bacia hidrográfica

O Sado pode ser considerado como exemplo de um rio de planície, uma vez que, mais de metade do seu percurso (95km) se situa abaixo dos 50m de altitude e apresenta um declive médio de 5,6%. O encaixe mais significativo do rio verifica-se a S de Ermidas, onde entalha metassedimentos do Carbónico da Zona Sul Portuguesa. Todo o restante percurso é feito sobre os depósitos cenozóicos da bacia, onde o perfil do rio é pouco encaixado (INAG et al., 2001) (Figura 1.2).

Entre os numerosos autores que têm contribuído para a caracterização da bacia hidrográfica do rio Sado destacam-se Zbyszewski (1939) e Mariano Feio (1951; 1984), pelos trabalhos pioneiros que desenvolveram nos campos da geologia e da geomorfologia que contribuíram, nomeadamente, para a caracterização das associações litológicas e dos padrões morfológicos que ocorrem na área.

A bacia hidrográfica do Sado compreende uma grande diversidade de formações geológicas com idades que vão do Holocénico ao Précambrico. A complexidade geológica da região é denotada pela convergência na área de 3 das unidades propostas por Ribeiro et al. (1979), para a zonação da península Ibérica com base na sua paleogeografia, tectónica e metamorfismo. Essas unidades são a Bacia do baixo Tejo e Sado (BTS), a Zona de Ossa-Morena (ZOM) e a Zona Sul-Portuguesa (ZSP). Esta zonação paleogeográfica coincide com as 3 grandes unidades litológicas consideradas por Zbyszewski (1939), para a bacia hidrográfica, a saber: Sedimentos terciários e quaternários (BTS)<sup>1</sup>, rochas eruptivas antigas (ZOM) e xistos e quartzitos paleozóicos (ZSP). Embora sem uma correspondência tão directa, as unidades geomorfológicas propostas por Feio (1951; 1984) para o SE alentejano são também correlacionáveis, a saber: Bacia sedimentar do Sado (BTS), Relevos interiores (ZOM e ZSP) e Serras litorais (ZSP).

A bacia sedimentar do Sado, que corresponde ao extremo sul da BTS, resultou do enchimento sedimentar da zona central da bacia hidrográfica. A espessa cobertura de sedimentos mio-pliocénicos cobre quase completamente o soco paleozóico, que aflora apenas em pequenas áreas, nomeadamente na zona de Alcácer do Sal e em alguns vales dos afluentes da margem direita, (Zbyszewski, 1939). A origem tectónica desta bacia sedimentar é posta em evidência pelos diversos acidentes que a bordejam e que rejogaram em diferentes épocas, favorecendo abatimentos locais que controlaram a instalação da rede hidrográfica (Zbyszewski, 1939). Morfologicamente, a bacia sedimentar do Sado constitui uma extensa planície sedimentar que se estende desde o leito do rio até à cota 100-150 m e define uma faixa morfológicamente mais

<sup>1</sup> Note-se que, com esta designação, o autor exclui as formações mesozóicas que constituem a Serra da Arrábida da unidade correspondente à bacia sedimentar do Sado, pelo que se considera preferível adoptar a designação de Sedimentos Mesocenozóicos.

deprimida que se desenvolve segundo duas orientações principais correspondentes às bacias do baixo e alto Sado (Figura 1.2).

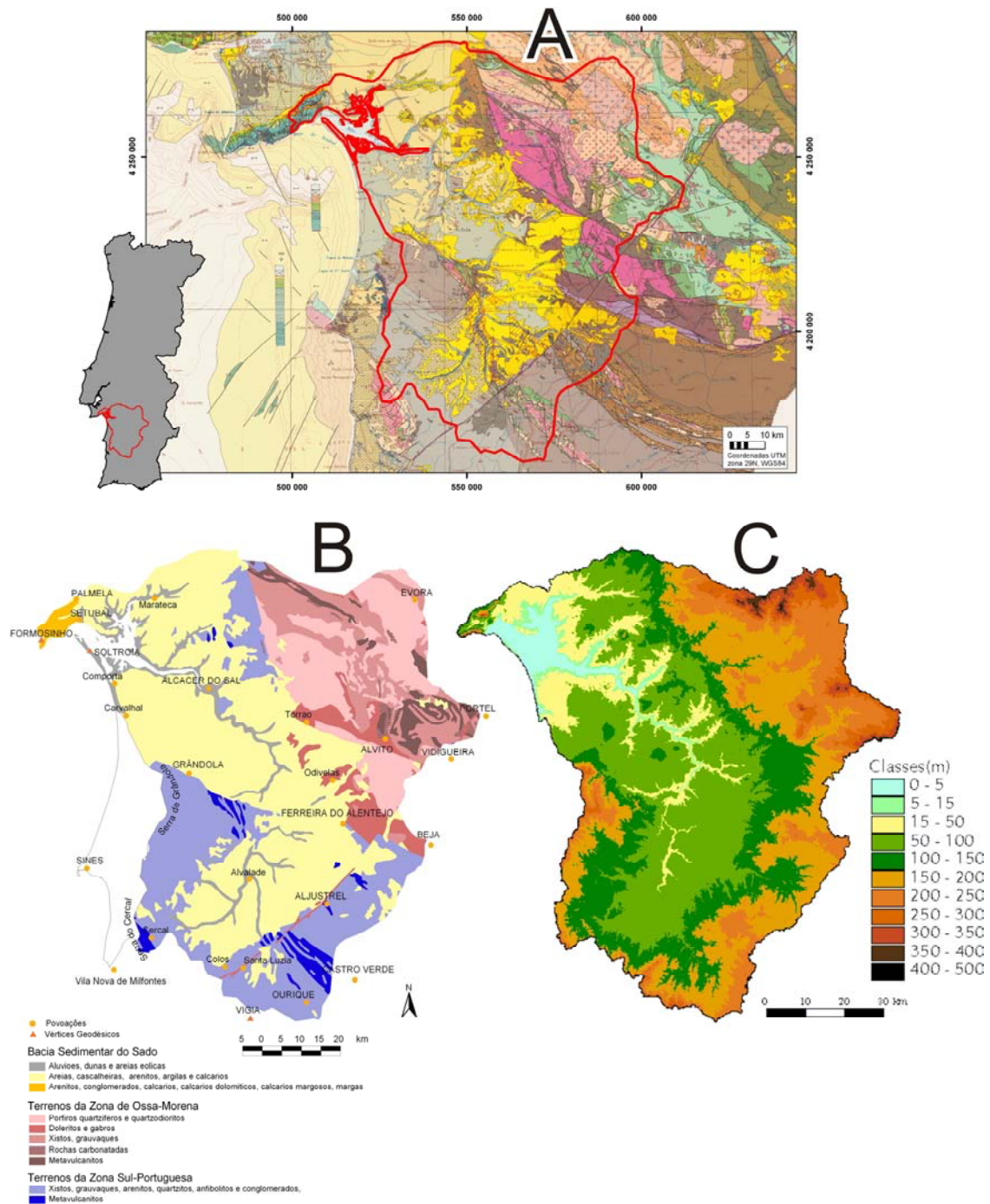


Figura 1.2 –Geologia e hipsometria da bacia hidrográfica do rio Sado. A – Excerto da carta geológica (do continente e plataforma) à escala 1:500 000 publicada em 1992 pelos Serviços Geológicos de Portugal; B - Carta litológica simplificada da bacia hidrográfica do rio Sado. Figura adaptada de Andrade *et al* (2006a) com base no Atlas da Água (INAG-DSRH, SNIRH) e utilizando as unidades litológicas propostas por Zbyszewski (1939); C- Hipsometria da bacia hidrográfica do rio Sado. Figura adaptada de Atlas Digital do Água (INAG-DSRH, SNIRH)

A bacia do baixo Sado (a jusante) desenvolve-se segundo uma orientação NW-SE, tem uma largura de 35 a 45 km e estende-se desde o estuário até à região de Grândola e Ferreira do Alentejo. A norte contacta com a bacia sedimentar do Tejo e a serra da Arrábida. Esta serra formada essencialmente por calcários, margas e dolomitos Mesozóicos, atinge a cota 551 m (Formosinho) constituindo um relevo que se destaca claramente no seio da bacia sedimentar. Lateralmente a bacia do baixo Sado é limitada a Leste por um ressalto morfológico correspondente á passagem para as formações das ZSP e ZOM. Para Oeste a bacia desenvolve-se até ao oceano, sendo apenas limitada a SW pela falha de Grândola.

A bacia do alto Sado desenvolve-se segundo uma orientação NE-SW, tem uma largura de 20 a 35 km, terminando a montante junto às colinas de Colos e Santa Luzia. É bordejada pela ZSP, terminando a Oeste contra as serras litorais de Grândola e Cercal, e estendendo-se para leste até à falha da Messejana e os relevos interiores da peneplanície alentejana.

Para além das rochas carbonatadas da serra da Arrábida o enchimento sedimentar da bacia é feito essencialmente por areias, cascalheiras, arenitos, argilas e calcários mais ou menos margosos, constituindo séries litológicas que vão do Holocénico ao Miocénico, e de entre as quais se destacam as unidades referidas na Tabela 1.3.

Tabela 1.3 – Principais formações e litologias que constituem o enchimento sedimentar da bacia do Sado

Idade	Formações / Litologias
HOLOCÉNICO	Aluviões (a)
	Areias e cascalheiras de terraços (Q)
	Areias de praia (A)
	Dunas e areias eólicas (d).
	Turfas (turf)
PLISTOCÉNICO a MIOCÉNICO	Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do baixo Alentejo (PA)
	Arenitos de Ulme (PU)
	Formação da Marateca (PMt), areias, pelitos, conglomerados
	Formação de Alcácer do Sal (MAS), conglomerados, areias, biocalcarenitos
	Formação do Esbarrondadoiro (ME), arenitos, calcários, areias, cascalheiras, argilas
	Formação do Valo do Guiso (MV), conglomerados, areias, arcoses, pelitos, níveis carbonatados
	Arenitos e argilas de Amor (MA)

Os terrenos da ZOM ocorrem ao longo do limite NE da bacia do baixo Sado, enquanto os terrenos da ZSP ocorrem bordejando a bacia do alto Sado e numa estreita faixa junto ao extremo NE da bacia do baixo Sado. Os limites entre a bacia sedimentar do Sado e estas unidades correspondem a degraus morfológicos que são frequentemente sublinhados por importantes estruturas tectónicas. Os terrenos da ZOM e ZSP constituem as áreas da bacia hidrográfica com cotas mais elevadas, declives mais íngremes, pluviosidade mais intensa e maior escoamento, pelo que correspondem às zonas de maior potencial erosivo da rede de drenagem.

Para montante do degrau morfológico correspondente ao limite NE da bacia do baixo Sado, desenvolve-se a unidade morfológica designada por relevos interiores. Com cotas progressivamente mais elevadas para NE, estes relevos da peneplanície alentejana atingem cerca de 500m junto ao bordo da bacia hidrográfica, na zona do

planalto de Évora. Do ponto de vista litológico as rochas eruptivas antigas (ZOM) são claramente predominantes nesta área, ocorrendo apenas uma estreita faixa da unidade xistos e quartzitos paleozóicos (ou ZSP). De acordo com a carta geológica de Portugal à escala 1:500.000 (SGP, 1992), as principais formações e litologias aflorantes nesta área são as referidas na Tabela 1.4.

Tabela 1.4 – Principais formações e litologias aflorantes no extremo NE da bacia hidrográfica do rio Sado, correspondentes a terrenos da ZOM e ZSP

Idade	Formações / Litologias
DEVÓNICO	Formação Filito quartzítica (DFQ), Filitos siltitos quartzitos
	Formação do Gafo (DGf, Va1, Vb1), Turbiditos, vulcanitos ácidos e básicos
	Formação de Santa Iria (DSI), turbiditos
	Formação do Pulo do Lobo (DPL) Filitos, quartzitos, vulcanitos ácidos
	Formação da Pedreira da Engenharia (DPE), Calcários e conglomerados
	Formação da Horta (DHT), Xistos e arenitos
SILÚRICO - DEVÓNICO	Complexo vulcânico de Odivelas (Vb7,Vb'7)), vulcanitos básicos, intermédios e raros calcários
	Complexo máfico-ultramáfico de Beja Acebuches (BA) sd, anfíbolitos, “flaser” gabros, serpentinitos
	Ordovícico - Silúrico
	Complexo vulcano sedimentar de Moura Santo Aleixo (XM, Va'6, Vb'6 ), Filitos e psamitos, vulcanitos ácidos e básicos,
CÂMBRICO – ORDOVÍCICO	Formação de Águas de Peixes (PeAP), Xistos, grauvaques, chertes negros, vulcanitos ácidos
	Complexo vulcano sedimentar carbonatado de Ficalho Portel (Va'3, Vb'3, CF), vulcanitos ácidos e básicos, mármore
	Calcários dolomíticos e mármore (CD)
PRECÂMBRICO	Formação de Escoural (PeE, V) gnaisses e anfíbolitos, vulcanitos ácidos
	Séries proterozóicas migmatizadas (Pmg)
ROCHAS PÓS HERCINICAS	Filão dolerítico do Alentejo e outras rochas básicas (d)
ROCHAS HERCINICAS	Gabros de Beja (G)
	Dioritos de Casa Branca e Monte Novo (D)
	Pórfiros, riólitos, riodacitos, granófiros (P)
	Complexo gabo-diorítico de Cuba (GD)
	Granodioritos (gD)
	Granitos (g1)
	Granitos biotíticos porfiróides (g)
	Tonalitos (T)
	Formação de Cabrela (DCb), Tufos ácidos, xistos e calcários
	Dioritos e gabros (D1)
	Rochas Ante Hercinicas
	Ortognaisses (gz1o)

A unidade dos xistos e quartzitos paleozóicos (ZSP) ocorre fundamentalmente bordejando a bacia do alto Sado, correspondendo às unidades morfológicas das serras litorais (serras de Grândola e Cercal) a oeste, e formando para leste os relevos interiores da peneplanície alentejana. Enquadrando-se na ZSP, esta área, caracteriza-se essencialmente pela ocorrência de formações dos sistemas Carbónico e Devónico de entre as quais se destacam as referidas na Tabela 1.5.



Tabela 1.5 – Principais formações e litologias que afloram na bordadura da bacia do alto Sado, correspondentes a terrenos da ZSP

Idade	Formações / Litologias
CARBÓNICO E DEVÓNICO	Formação de Santa Suzana (HSS), Pelitos, arenitos e conglomerados
	Formação de Mértola (HMT), turbiditos, conglomerados
	Formação de Mira, turbiditos (HMi)
	Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa (X), xistos, siltitos, tufitos e jaspes; vulcanitos ácidos (XVA2); vulcanitos básicos (XVB2)

### 1.3 Domínio estuarino

O estuário do Sado localiza-se na costa ocidental portuguesa, junto à cidade de Setúbal, cerca de 50 km a sul de Lisboa (Figura 1.3). De acordo com as classificações genética e geomorfológica propostas por Pritchard (1967) e Fairbridge (1980, em Perillo, 1995), o estuário do Sado pode ser considerado um estuário de barreira (*bar built estuary*), constituindo a península de Tróia a barreira que separa o estuário do oceano.

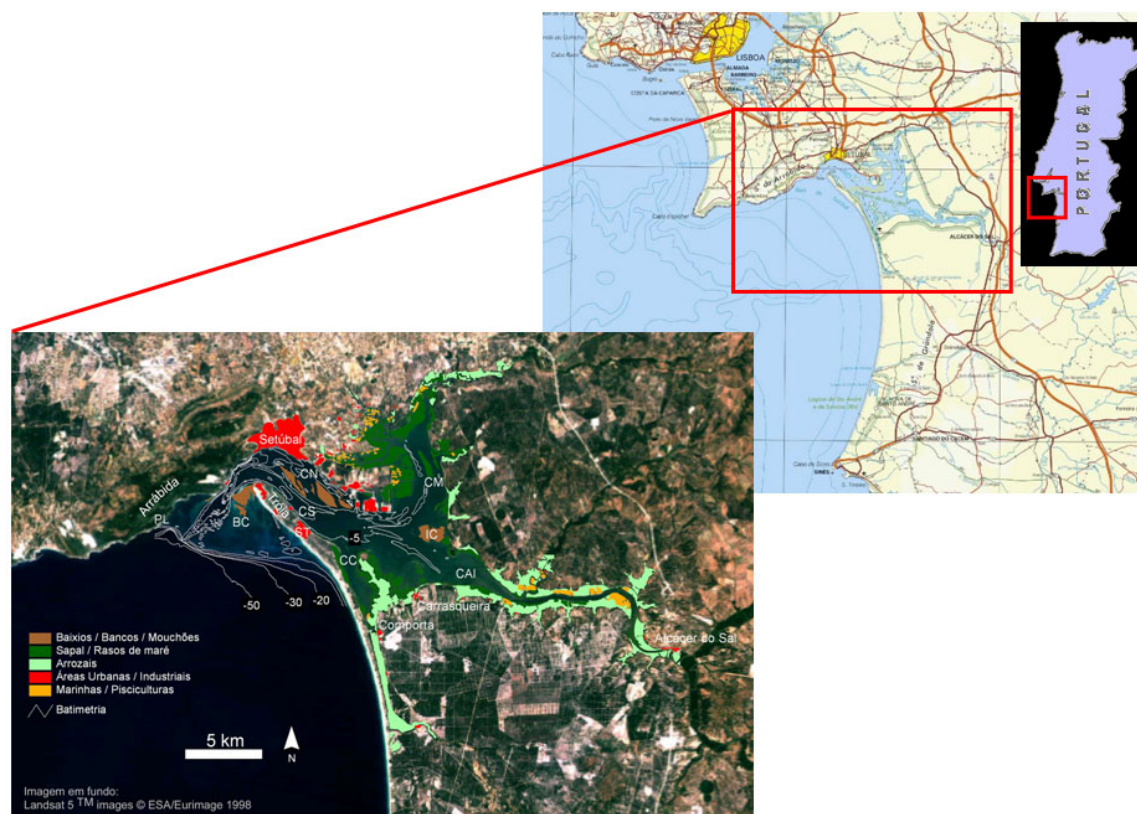


Figura 1.3 – Localização do estuário do Sado, com indicação dos principais elementos morfológicos e ocupação das suas margens. CN-Canal Sul; CS-Canal Norte; CM-Canal da Marateca; CAI-Canal de Alcácer do Sal; CC-Canal da Comporta; BC-Banco do Cambalhão; PL-Ponta dos lagosteiros; ST-Urbanização Sol Tróia

Para sul do estuário a costa é arenosa, desenvolvendo-se desde o topo Norte da península de Tróia até ao cabo de Sines uma praia contínua com cerca de 65 km de extensão que define uma espiral logarítmica quase perfeita (Quevauviller, 1985). Ao longo deste arco costeiro Tróia-Sines dispõem-se as lagoas costeiras de Melides, Santo André, Poços do Barbaroxa, Poço do Pinheirinho e Sancha (enumeradas de norte para sul). Estas lagoas, que actualmente estão separadas do oceano por barreiras arenosas, poderão corresponder ao resíduo resultante da colmatção de antigos estuários formados durante a transgressão Flandriana (Andrade e Freitas, 2001). Exceptuando a lagoa de Sancha, cuja barreira é ocasionalmente galgada pelo mar, as restantes lagoas apenas comunicam com o oceano através da abertura artificial das suas barreiras que é feita periodicamente (Freitas e Andrade, 2005).

A norte, a embocadura do estuário é limitada pela serra da Arrábida que se desenvolve segundo a direcção geral WSW-ENE até ao cabo Espichel formando um promontório rochoso que provoca um desfasamento para Oeste da linha de costa com cerca de 25 km e protege o estuário da ondulação predominante com rumos de NW (Figura 1.3).

O estuário do Sado tem uma profundidade média de 5m e uma área submersa total de aproximadamente 200km<sup>2</sup>, que se pode dividir num domínio interno com cerca de 150km<sup>2</sup> e um domínio externo com cerca de 50km<sup>2</sup> (as áreas e limites dos dois domínios estuarinos serão discutidas mais detalhadamente no ponto 2.1.1). Os domínios interno e externo que correspondem à bacia estuarina e ao delta de vazante do estuário, respectivamente, comunicam através da barra do estuário. Esta barra tem cerca de 2km de largura e é constrangida a sul pela extremidade da península de Tróia e a norte pela serra da Arrábida. Esta serra desenvolve-se segundo a direcção geral WSW-ENE até ao cabo Espichel formando um promontório rochoso que provoca um desfasamento para Oeste da linha de costa com cerca de 25 km e protege o estuário da ondulação predominante com rumos de NW.

### **Domínio externo**

O domínio externo coincide com um extenso baixio arenoso, de forma grosseiramente triangular, que corresponde ao delta submarino de vazante ou banco exterior do estuário. Este banco estende-se mais de 5km para o largo e ocupa uma área com cerca de 47km<sup>2</sup>. Enraíza-se a Leste junto à praia de Sol Tróia e a NW na Ponta dos Lagosteiros e é limitado a Sul por uma vertente com um declive de cerca de 2,5° e tem uma área de 10km<sup>2</sup>, que passa rapidamente da cota -5 para -40m (ZH). A superfície do delta corresponde a uma plataforma de espalho relativamente aplanada, sobre a qual se desenvolvem barras arenosas e cuja região apical corresponde ao banco do Cambalhão que pontualmente chega a emergir junto ao extremo Norte da península de Tróia (Figura 1.3). O canal de acesso ao estuário (ou canal de vazante principal) entalha o banco exterior estendendo-se ao longo de cerca de 6km para SW da embocadura (ou barra). A profundidade do canal diminui progressivamente em direcção ao oceano. Para que a sua profundidade se mantenha em torno da cota -12m (ZH) requerida para a navegação, é necessário dragar periodicamente o canal, particularmente na sua zona mais externa (zona do passe da barra). O banco exterior do Sado encontra-se abrigado da agitação marítima predominante na costa ocidental e, em particular, dos rumos do quadrante Noroeste. Esta protecção deve-se ao efeito de sombra da saliência costeira formada pelo cabo Espichel e a serra da Arrábida. Graças a esta protecção, a costa de Tróia é apenas actuada por ondulação com rumos rodados



para Sul a partir do Oeste, independentemente do rumo da agitação ao largo, apresentando, por isso, um nível energético relativamente baixo.

### **Domínio interno**

O domínio interno tem uma área inundada com cerca de 150km<sup>2</sup> e corresponde a uma bacia com duas direcções de alongamento preferencial. A direcção mais importante estende-se por 37.5km segundo a orientação geral NW-SE, desde a embocadura do estuário até Alcácer do Sal (limite da maré salina). A segunda, com orientação NNE-SSW, prolonga-se por 25km desde a região de Águas de Moura (canal da Marateca) até à Comporta (Figura 1.3)(Andrade *et al.*, 2006a).

No interior do estuário o canal de acesso bifurca-se em dois (Canal Norte e Canal Sul), separados por uma sequência de baixios, de entre os quais se destacam os bancos arenosos conhecidos, de jusante para montante, por Cabra, Campanário, Cabecinha, Carraca e Escama Ferro. O Canal Norte desenvolve-se ao longo da margem Norte do estuário, constituindo o principal acesso ao porto de Setúbal. O Canal Sul contorna o extremo Norte da península de Tróia e inflecte para o interior atravessando a bacia estuarina até à zona de confluência dos canais de Alcácer e da Marateca, que se prolongam para montante ligando-se ao rio Sado e à ribeira da Marateca, respectivamente (Figura 1.3).

### **Península de Tróia**

A península de Tróia é uma restinga arenosa que tem 0,5km a 1,8km de largura e se estende por cerca de 25km, segundo a direcção geral NW-SE, desde a barra do estuário do Sado até enraizar junto à povoação do Carvalhal. Na zona da Ponta de Pêra ocorre uma inflexão na orientação da península que individualiza dois sectores com diferentes características morfológicas. O sector Norte que se estende por cerca de 9km desde a barra do estuário até à zona da Ponta de Pêra tem orientação NW-SE e corresponde à área onde a península é mais larga. O sector Sul que se estende por cerca de 15km, tem a orientação NNW-SSE e corresponde à área onde a península é mais estreita.

A superfície da península é coberta por um sistema de praias e dunas cuja cota máxima atinge os 27m na área do vértice geodésico da Malha da Costa. Registos escritos e iconográficos (mapas antigos, fotografia aérea) testemunham que a parte norte da península tem sido muito activa, pelo menos desde o período da sua ocupação pelos romanos (Rebêlo *et al.*, 2005). Segundo Dill (2002, em Ferraz, 2007) a estrutura geológica da península de Tróia é constituída por 3 unidades principais cujas idades e características se sumariam na Figura 1.4.

Junto à ponta Norte da península existem ruínas romanas de um complexo industrial que deverá ter sido ocupado entre os séculos I a IV D.C. com um possível hiato no século III (Étienne *et al.*, 1994). Evidências de documentos históricos (Castelo-Branco, 1926) e interpretações morfológicas (Quevauviller, 1985; Quevauviller e Moita, 1986; Psuty e Moreira, 2000) sugerem que aquando da sua ocupação romana, a península de Tróia corresponderia a uma (ou duas) ilha(s) denominada Acala<sup>1</sup>. Esta interpretação implica portanto a presença de, pelo menos, mais uma barra que se localizaria a Sul da actual barra.

<sup>1</sup> A 2ª hipotética ilha correspondente a parte da actual península de Tróia chamar-se-ia Poetanion (Castelo Branco, 1926)

	Designação	Litologia Dominante	Espessura Média
	<b>Formações Recentes</b>	Areias de duna e praia	30 a 50 metros de espessura
	<b>Formações Plio-Pleistocénicas</b>	Areias e arenitos argilosos com níveis de argilas arenosas	60 a 80 metros de espessura
	<b>Formações Miocénicas</b>	Arenitos mais ou menos argilosos e carbonatados, margas, calcários e intercalações argilosas	A partir dos +/-120- a 130 metros de profundidade, até à máxima profundidade atingida – cerca de 260 metros.

Figura 1.4 – Principais unidades geológicas definidas para a península de Tróia. Adaptado de Dill (2002, em Ferraz, 2007)

### 1.3.1 Ocupação humana e usos do solo

As margens do estuário do Sado constituem desde há muito uma área atractiva para fixação do homem. Este efeito atractivo, que se associa geralmente aos ambientes estuarinos é, no caso do estuário do Sado, ainda potenciado por um clima ameno, abundância de recursos tanto em terra como no mar e no estuário e, posteriormente, pelo seu acesso marítimo e bom porto de abrigo. Não é por isso de estranhar que as margens do estuário do Sado tenham evidências de uma ocupação humana precoce.

#### Indícios de ocupações humanas pré-históricas

Relativamente a evidências da presença do homem na área durante a pré-história citam-se os seguintes autores:

- Barradas (1936) refere a presença de 2 concheiros a 50km de onde hoje se podem apanhar bivalves, pelo que o autor conclui que a água salgada deverá ter chegado mais a montante.
- Arnaud (1987) apresenta 10 datações de  $^{14}\text{C}$  em concheiros do Sado e Tejo que variam entre 6500 e 7500 anos B.P. (fase Atlântica do Holocénico 7500-5000). Refere também o facto de no Sado (ao contrário do Tejo) o berbigão ser mais frequente que lamejinha. Sugerindo essa diferença a presença de sedimentos mais arenosos no Sado, já que o berbigão prefere sedimentos desse tipo. Este autor refere-se ainda ao concheiro de Poças de S. Bento, que tem grandes dimensões e se localiza à cota 80m a cerca de 3,5km a sul do Sado. Face às suas grandes dimensões, é difícil justificar a presença deste concheiro a esta cota e distância da “fonte”. Sugerindo-se portanto que a presença deste concheiro poderá implicar uma diferente morfologia do rio Sado.
- Cunha e Umbelino (1995-1997) onde se refere a existência de 11 concheiros, 6 dos quais com restos humanos. O concheiro que parece ser o mais antigo foi datada de 7240 anos B.P., fornecendo a datação da última ocupação de outro concheiro a idade de 5000anos B.P..

- Araújo (1995-1997) refere a existencia de 2 acampamentos base, Cabeço do Pez (4000 m<sup>2</sup>) e Poças de S. Bento (3500 m<sup>2</sup>), o que sugere uma presença do Homem mais prolongada na área. Relativamente a concheiros, refere-se que a sua maioria se situa a cerca de 50km a montante do estuário actual e entre os 40m a 50m de cota, junto ao rebordo das margens do Sado no limite do planalto detrítico Miocénico. Associando o autor esta localização dos concheiros a um clima mais frio que se terá feito sentir entre 7580 a 6500 anos B.P., que terá conduzido a um rio Sado com maior caudal e um estuário que se estenderia até à zona dos concheiros. A este período ter-se-á seguido o declínio da vegetação arbórea e o desenvolvimento da vegetação arbustiva.

A presença de vários concheiros que se situam a cerca de 40km a 50km para montante do actual estuário a cotas de 40m a 50m, chegando a atingir os 80m no concheiro de Poças de S. Bento, é aparentemente relacionada com um rio Sado mais forte e um estuário que chegaria até à zona dos concheiros. Essa hipótese, poderá ser plausível no que se refere ao deslocamento para montante do limite interno do estuário ou de braços seus correspondentes a vales inundados. No entanto, parece ser muito difícil justificar a proximidade do nível de água a cotas tão elevadas, durante os últimos 7500 anos. A alternativa de associar as cotas mais elevadas a levantamentos tectónicos também não parecer ser muito viável; já que para justificar um levantamento de 40m (metade da cota de Poças de S. Bento) nos últimos 7500 anos, implicaria uma taxa de levantamento do litoral de cerca de 5mm/ano, o que é substancialmente superior aos 0,1 a 0,2mm/ano propostos por Cabral (1995).

### **Ocupação humana histórica e actual**

Castelo Branco (1926) discute a hipótese da ocupação fenícia da península de Tróia, concluindo que embora esta não seja irrefutável, parece ser pelo menos provável. A ocupação romana, tanto da península de Tróia como das margens estuarinas, é bem testemunhada por inúmeras ruínas, outros objectos arqueológicos e testemunhos escritos. É nomeadamente o caso das já referidas ruínas em Tróia de um importante povoado industrial para a produção de Garum<sup>1</sup> e de outros complexos similares embora de menores dimensões na área de Setúbal e do Portinho da Arrábida. Existem ainda várias referências a ruínas de fornos e outras construções de olarias romanas que se dispõem nas margens do estuário (e.g. herdade do Pinheiro), onde se produziam as ânforas necessárias para armazenar e transportar o Garum.

Após o período romano a presença do homem na região é atestada por vários indícios de reocupações das edificações herdadas (RTCA, 2004), mantendo-se essa presença até aos dias de hoje.

De acordo com o Plano Nacional da Água (INAG, 2001) a população actualmente residente na área da bacia do Sado é de cerca de 270000 habitantes, ascendendo a 660000 quando se considera a sua área marginal.

A zona costeira do estuário do Sado suporta usos do solo e densidades populacionais muito diversificadas (Figura 1.1 e Figura 1.3). Na margem direita do estuário, onde se localiza a cidade de Setúbal com uma densidade populacional de 724Hab/km<sup>2</sup> (INE, 2009), existe uma grande pressão antrópica, traduzida por forte desenvolvimento urbano e industrial e pela presença de um dos mais importantes portos portugueses. As infra-estruturas decorrentes deste desenvolvimento (ex. edifícios urbanos,

<sup>1</sup> Condimento culinário (molho) feito com base em peixe fermentado

estaleiros navais, central termoelétrica, celulose, cimenteira, pedreiras) foram, em boa parte, instaladas na zona costeira, conduzindo a artificialização intensa até ao Canal de Águas de Moura (ou da Marateca). A restante margem direita e a margem esquerda têm ocupação e densidade populacional significativamente mais baixas, de que é exemplo a densidade populacional de 9 Hab/km<sup>2</sup> em Alcácer do Sal (INE, 2009).

À excepção do extremo Norte da península de Tróia, onde existem importantes infra-estruturas turísticas, e da área sob influência da cidade e porto de Setúbal, a zona costeira do estuário do Sado encontra-se protegida pelo regime de Reserva Natural. Nos 23160ha que constituem a Reserva Natural do Estuário do Sado mantêm-se ainda as actividades tradicionais da pesca, da agricultura (com destaque para o cultivo de arroz), salineira, resinosa e corticeira. A fraca rentabilidade da produção de sal marinho tem levado a que, nos últimos anos, muitas das marinhas exploradas por métodos artesanais estejam a ser convertidas em pisciculturas. Uma parte significativa da costa estuarina está protegida por diques, quer para represar água doce quer para impedir a inundação de maré; o estuário tem ainda extensas zonas intertidais ocupadas por rasos de maré e sapais (Figura 1.3), que se concentram fundamentalmente na margem direita do Canal de Águas de Moura, na área da Ilha do Cavalo, na região da Carrasqueira e marginando a face interna da restinga de Tróia, na área da Malha da Costa.

### **1.3.2 Unidades morfosedimentares**

A informação sobre os sedimentos de fundo da bacia estuarina fornecida pelo trabalho de Rodrigues (1992) e pelas cartas batimétricas do Instituto Hidrográfico de 1930 e 1968, sugere que a maior parte dos fundos sejam constituídos por sedimentos arenosos ou areno-lodosos, com dimensões mais grosseiras na zona da embocadura e no eixos dos canais principais (Figura 1.5). Os sedimentos mais finos ocorrem preferencialmente ao longo da margem Norte, estendendo-se até aos bancos intermareais e também nos fundos baixos para onde desembocam os canais da Comporta e de Alcácer (Andrade *et al.*, 2006a).

Face aos reduzidos dados disponíveis sobre as características dos sedimentos estuarinos, a individualização de domínios morfosedimentares é feita essencialmente com base em critérios morfológicos.

As principais unidades morfológicas que se reconhecem e as quais expectavelmente deverão corresponder diferentes conteúdos sedimentares da bacia estuarina do Sado, referidas de jusante para montante, são: 1) os dois canais principais (canal Sul e canal Norte); 2) delta de enchente, correspondente aos baixios constituídos pelos bancos arenosos que separam os dois canais; 3) área central da bacia, que corresponde a uma zona de transição entre os canais principais e os canais superiores; 4) os canais superiores em que a influência fluvial é mais marcada e que correspondem aos canais de Alcácer, Marateca e Comporta, este último menos relevante que os outros e 5) as planícies tidais.

Com base na informação representada nas cartas militares (escala 1:25000) e em fotointerpretação de fotografias aéreas de 1976 e ortofotomapas de 1995 Andrade *et al* (2006a) individualizam os seguintes conteúdos morfossedimentares marginais nas planícies mareais (tidais) e margem supramareal do estuário do Sado: 1) rasos de maré; 2) raso de maré e sapal, indiferenciados; 3) sapal, que corresponde

essencialmente a alto sapal estando o baixo sapal ausente; 4) sapal renaturalizado; 5) praia estuarina; 6) salina/piscicultura e 7) arrozal (Figura 1.6). De acordo com estes autores, a comparação de elementos recolhidos no seu estudo com os dados de Moreira (1987), sugerem que o baixo sapal tenha regredido francamente nos últimos 15 a 25 anos, mostrando em regra o alto sapal sintomas de erosão marginal. Sugerem ainda estes autores que parte do assoreamento que caracteriza os espriados submareais e rastos de maré pode resultar da redeposição dos sedimentos lançados em circulação pela erosão marginal de antigos sapais.

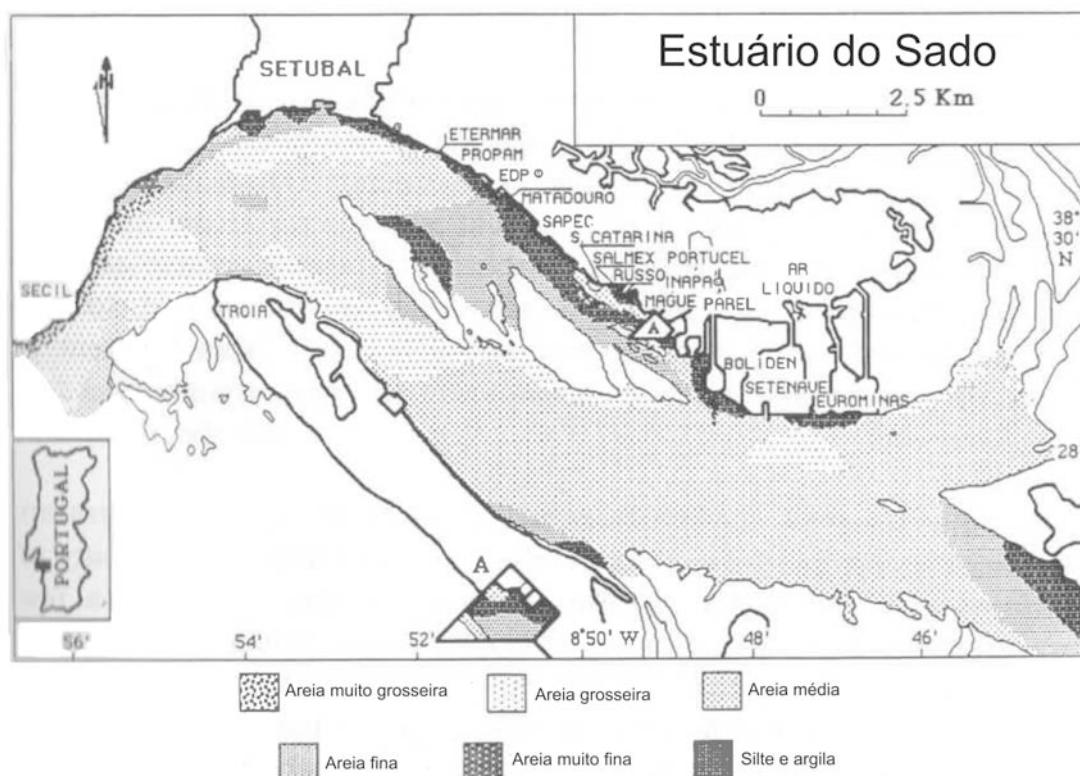


Figura 1.5 – Classificação e distribuição espacial dos sedimentos superficiais na zona submareal (Adaptado de Rodrigues, 1992)

### 1.3.3 Caudal fluvial

O caudal do Sado apresenta grande variabilidade interanual e sazonal, pelo que se podem estimar valores médios anuais ou sazonais muito diferentes, de acordo com as séries temporais utilizadas. Durante o semestre húmido (de Outubro a Abril) são frequentes caudais de  $60 \text{ m}^3/\text{s}$  a  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  e durante o semestre seco (de Maio a Setembro) o caudal médio pode descer para valores inferiores a  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  durante Julho e Agosto (Martins et al, 2001; Cabeçadas, 1993 em Maretec, 2000). De acordo com os dados referidos no Plano Nacional da Água (INAG, 2001) o caudal médio natural do rio Sado é de  $40 \text{ m}^3/\text{s}$ , o caudal de ponta é de  $470 \text{ m}^3/\text{s}$  e o seu caudal médio actual é de  $7,7 \text{ m}^3/\text{s}$ . Os caudais máximos de cheia calculados para períodos de recorrência de 5 e 100 anos são  $264 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $756 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente (Loureiro et al., 1983).

Para além do Sado, dois outros canais desaguam directamente no estuário: o Canal da Marateca, com caudais negligenciáveis que excepcionalmente alcançam  $12 \text{ m}^3/\text{s}$  em regime de ponta, e o Canal da Comporta, que tem uma contribuição praticamente nula (Psuty e Moreira, 2000).

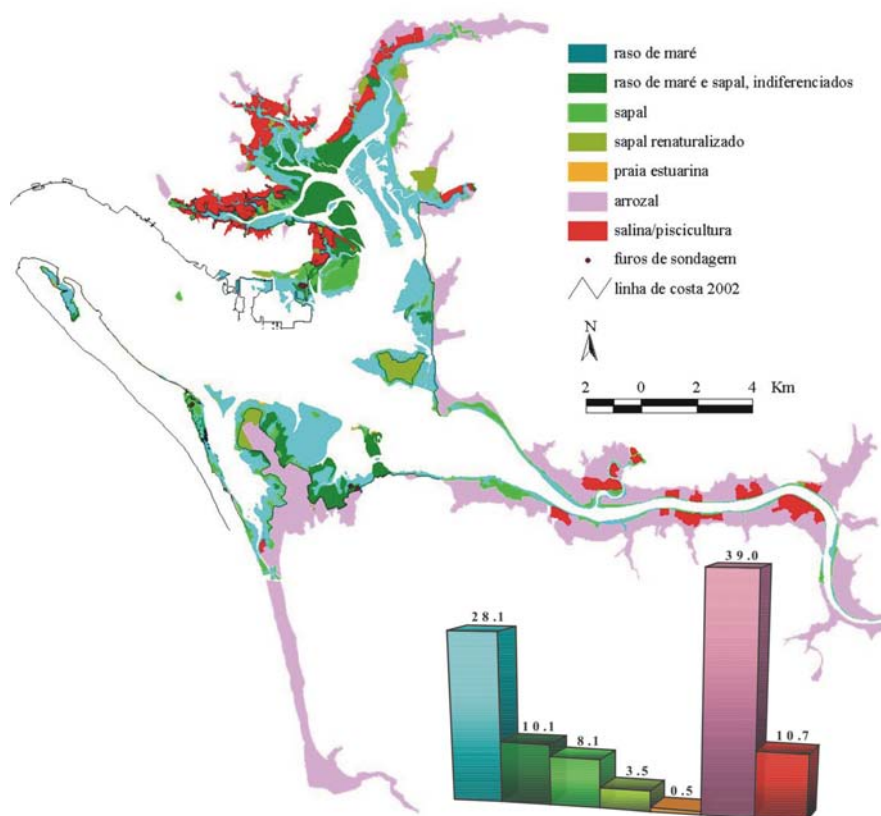


Figura 1.6 - Conteúdos morfossedimentares marginais ao estuário do Sado: distribuição espacial e frequências (Andrade *et al.*, 2006a)

### 1.3.4 Maré

No estuário do Sado, as marés são semi-diurnas e regulares, com uma amplitude na classe do mesotidal-elevado (Andrade *et al.*, 2006a; segundo a classificação de Hayes, 1978). Na zona da barra as amplitudes variam de 1,3m em águas mortas a 3,5m em águas vivas, sendo a amplitude máxima de 3,9m (IH, 2002). A amplitude de maré eleva-se com a sua progressão para o interior do estuário, alcançando o preia-mar de águas vivas (PMAV) cotas de 3,99m junto à Herdade do Pinheiro e 4,14m em Montalvo (já no Canal de Alcácer do Sal), contra 3,68m no Outão e 3,71m junto à Setenave (dados extraídos da Carta Hidrográfica 82 de 1961 do Instituto Hidrográfico). Para montante de Montalvo a amplitude amortece significativamente (o PMAV médio fica-se por 3,64m em Alcácer do Sal) e continua depois a diminuir, atingindo-se o limite da maré dinâmica a cerca de 25km para montante de Alcácer do Sal (Vale e Sundby, 1982). Os atrasos na estofa de PM também são crescentes para o interior do estuário, relativamente à mesma fase no Outão. Estes atrasos, são da ordem de 40min na Herdade do Pinheiro, 1h00min em Montalvo e 1h10min em Alcácer do Sal (Andrade *et al.*, 2006a).

O prisma de maré média orçará por cerca de  $2,1 \times 10^8 \text{ m}^3$  e o de maré viva ascende a  $3,5 \times 10^8 \text{ m}^3$ . O prisma de maré viva máxima ascende a  $4,00 \times 10^8 \text{ m}^3$ , correspondendo a caudais máximos de enchente e vazante de 22000 e  $28000 \text{ m}^3/\text{s}$  (Vicente *et al.*, 1989).

Face ao reduzido caudal do rio a influência do oceano é claramente preponderante no estuário do Sado. O escoamento é forçado principalmente pela maré, ocorrendo normalmente a mistura de águas apenas na zona superior do estuário. A maior parte

da bacia estuarina comporta-se como uma laguna costeira, com uma influência muito reduzida da água doce.

### 1.3.5 Salinidade

A salinidade média do estuário é de 30psu<sup>1</sup>, podendo atingir um gradiente transversal de 2psu (INAG, 2001).

Âmbar *et al.* (1982) classificaram o estuário como fracamente estratificado no diagrama de Hansen e Rattray, usando dados de salinidade e de velocidade de correntes, obtidos durante um período de fracos caudais fluviais em 1978. A tendência para a estratificação é maior no Canal Sul do que no Norte e apenas no Canal de Alcácer do Sal a estratificação é significativa e persistente (Wollast *et al.*, 1978; INAG, 2001). Habitualmente o restante estuário é quase homogéneo na vertical, estratificando apenas em circunstâncias especiais de cheia ou baixa-mar.

Segundo Wollast *et al.* (1978) a zona do estuário entre a Setenave e a ilha do Cavalo, com salinidades de 31 a 33,5‰ (dados de verão), comporta-se como uma zona tampão, separando duas áreas do estuário com diferentes características, designadas por baixo e alto estuário (no ponto 2.1.1 é referida e ilustrada a divisão do estuário com base na sua salinidade). O baixo estuário (a jusante da zona tampão) caracteriza-se por um forte gradiente da temperatura e um fraco gradiente da salinidade, evidenciando o seu carácter mais marinho. No alto estuário (a montante da zona tampão), a situação inverte-se, observando-se um fraco gradiente da temperatura e um forte gradiente de salinidade que denotam a maior influência fluvial.

As áreas designadas por baixo e alto estuário, com características respectivamente mais marinhas e fluviais, são separadas por uma zona de fronteira difusa. Acresce ainda que a posição desta fronteira varia, para montante ou jusante, de acordo com as condições ambientais vigentes, nomeadamente a pluviosidade e, indirectamente, o caudal fluvial. A influência da precipitação na salinidade do estuário foi posta em evidência por Silva *et al.* (1969), ao detectar que, após um período de precipitação particularmente intensa em Fevereiro de 1968, ocorreu um significativo decréscimo da salinidade, chegando-se a atingir valores inferiores a 29‰ perto da barra do estuário.

### 1.3.6 Circulação estuarina (hidrodinâmica)

Dados de modelação hidrodinâmica mostram que a altura máxima das ondas que penetram para o interior do estuário é apenas cerca de 50cm (Hidromod 2002, em Ferraz, 2007).

De acordo com Âmbar *et al.* (1982) existe uma acentuada assimetria dos regimes de propagação da maré nos Canais Sul e Norte. O Canal Sul, mais profundo, é o mais activo do ponto de vista hidrodinâmico, com correntes de maior intensidade e escoando maiores caudais. O Canal Norte reage mais rapidamente à transição da vazante para a enchente, invertendo correntes na estofa de baixa mar no Outão enquanto o Canal Sul se mantém ainda em vazante. A referida assimetria entre os dois canais é também marcada pelo campo de correntes residuais integradas na vertical,

---

<sup>1</sup> psu – practical salinity unit.

que são de jusante para montante no Canal Norte e em sentido inverso no Canal Sul (Ambar et al., 1982).

Resultados de modelos matemáticos tridimensionais desenvolvidos para simulação da circulação hidrodinâmica do estuário (Martins, 1999; Martins et al., 2000; MARETEC, 2001), indicam que o baixo estuário é dominado por dois vórtices residuais: um vórtice ciclónico, localizado na zona central do estuário e um vórtice anticiclónico a jusante (Figura 1.7). Este segundo vórtice, melhor definido e mais intenso, está de acordo com as observações de Ambar et al. (1982), sugerindo uma circulação preferencial pelo Canal Norte durante a enchente e pelo Canal Sul durante a vazante. A circulação no alto estuário é mais complexa, sendo as correntes residuais superficiais nessa zona do estuário aparentemente dominadas por um vórtice anticiclónico (Martins et al., 2001). No domínio externo do estuário o campo de correntes residuais é dominado por um forte jacto de vazante ao longo do canal de acesso e por dois vórtices adjacentes, sobre os bancos arenosos da Figueirinha e do Cambalhão, com sentidos anticiclónico e ciclónico, respectivamente (Figura 1.7). Este padrão está de acordo com o regime de circulação aluvionar proposto por Abecasis (1987), para as embocaduras dos estuários do Tejo e do Sado.

Segundo o modelo de circulação tridimensional proposto por Martins et al. (2001), existem no estuário importantes correntes verticais, associadas essencialmente às rupturas de declive dos fundos e à curvatura dos canais principais, que promovem a mistura de águas e a recirculação de sedimentos. De acordo com este modelo, a formação dos bancos sedimentares que separam os dois canais principais e a estabilidade do abrupto talude terminal do delta exterior do estuário podem estar associados às correntes residuais verticais identificadas nessas áreas.

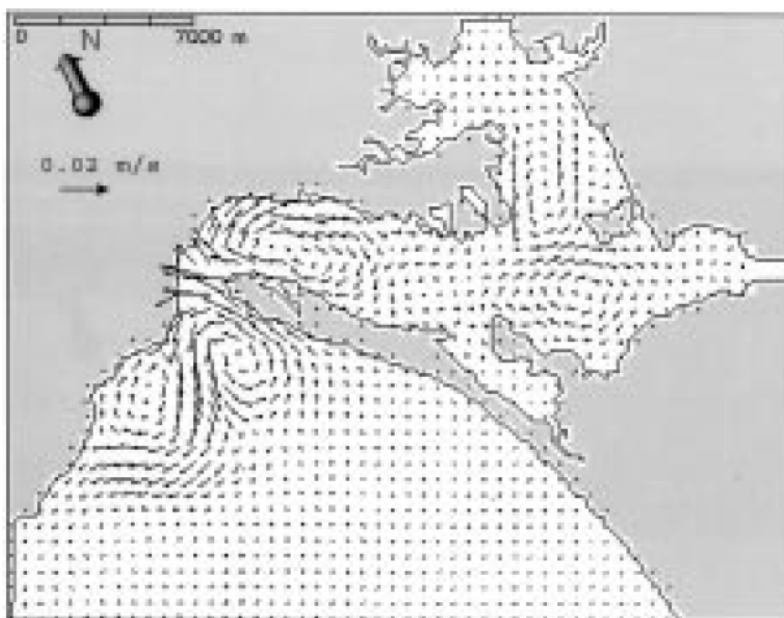


Figura 1.7 – Correntes residuais superficiais modeladas para o estuário do Sado (Martins et al., 2001)

## **1.4 Plataforma continental**

A área de interesse definida para o presente trabalho corresponde ao troço da plataforma continental compreendido entre o Cabo Espichel, a Norte e o canhão de Setúbal, a Sul.



### 1.4.1 Agitação marítima

O clima de agitação marítima no troço da plataforma continental ao largo do estuário do Sado tem características particulares relativamente à restante costa ocidental. Essas particularidades são-lhe conferidas pela sua localização adjacente ao promontório rochoso formado pelo Cabo Espichel (a Norte) e ao desfasamento em longitude entre aquele promontório e o extremo Norte da península de Tróia, resultante da presença da serra da Arrábida. Face à sua localização particular, este troço costeiro é exposto a um nível energético relativamente mais baixo, já que está protegido da ondulação com rumos de NW que é a dominante na costa ocidental portuguesa.

O efeito de sombra que protege da ondulação de NW o arco litoral Tróia-Sines é particularmente evidente no seu extremo norte; fazendo com que este troço costeiro seja sempre actuado por ondas com rumos para Sul do Oeste, independentemente da orientação da ondulação ao largo (Andrade *et al.*, 2006a). À medida que se vai progredindo para Sul ao longo do arco costeiro, a protecção da ondulação de NW atenua-se progressivamente. A zona a partir da qual esta protecção deixa de se fazer sentir depende da orientação da ondulação ao largo, pelo que a sua posição não é clara.

Face à sua especificidade existem poucos dados sobre o clima de agitação marítima no troço da plataforma ao largo do estuário do Sado. Quevauviller e Moita (1986) referindo-se especificamente à ondulação ao largo do arco costeiro Tróia-Sines, caracterizam-na como tendo um período 6-8s e uma altura média variando para o período de verão e de inverno entre 1-2m a 2-4m, respectivamente. Ainda segundo os mesmos autores os temporais nesta zona são caracterizados por ondulação de W e SW com altura entre 4m a 9m e períodos de 7s a 12s. Esta caracterização carece no entanto de mais dados, particularmente de elementos direccionais cuja monitorização com bóias ondógrafo em Portugal apenas se iniciou em 1986 na costa Sul, estendendo-se finalmente em 1987 à costa ocidental (Costa, 1994).

À falta de dados que permitam uma caracterização mais aturada da ondulação especificamente neste troço costeiro, optou-se por recorrer aos dados com base nos quais Costa (1994) caracteriza a agitação marítima na costa Portuguesa. Trata-se de uma série com dados correspondentes a mais de 5 anos (de Mai. 1988 a Dez. de 1993) registados ao largo de Sines, Figueira da Foz e Faro com uma frequência de 3 horas durante condições normais e 30 minutos durante situações de temporal.

As condições de agitação marítima ao largo de Sines deverão ser indicadoras daquelas que se fazem sentir ao longo do arco litoral Tróia Sines. Dever-se-á, no entanto, ter em conta que no que se refere á ondulação com rumos de SW, as condições sentidas em Sines deverão ser as mais severas ao longo de todo o arco costeiro.

Da análise feita por Costa (1994) para a variação mensal dos parâmetros não direccionais na costa Oeste conclui-se que a altura significativa (HMO) média oscila entre 1,1m e 2,6m, o período médio (T02) varia de 5s a 9s e o período de pico (TP) varia entre 8s e 13s. A variabilidade ao longo do ano de HMO (Figura 1.8, B), T02 e TP indica uma clara variação sazonal, com uma maior severidade das condições de agitação marítima durante o período de Inverno (de Outubro a Março).

Ao largo de Sines a percentagem de ocorrência de alturas significativas superiores a 3m é cerca de 10% durante o verão e 18% durante o Inverno; os valores superiores a 5m são também mais elevados no Inverno, durante o qual não excedem normalmente os 2% (Figura 1.8, B).

No que se refere aos parâmetros direccionais da agitação marítima Costa (1994) analisa a distribuição da direcção média associada à frequência de pico (THTP). Observa-se que para a costa oeste a maior parte da ondulação provem do sector NW (Figura 1.8, A). Ao largo de Sines constata-se que, considerando 16 classes direccionais, cerca de 90% das observações feitas se situam nos sectores WNW e NW. Verificando-se para estados do mar mais severos uma maior concentração de ocorrências no sector WNW.

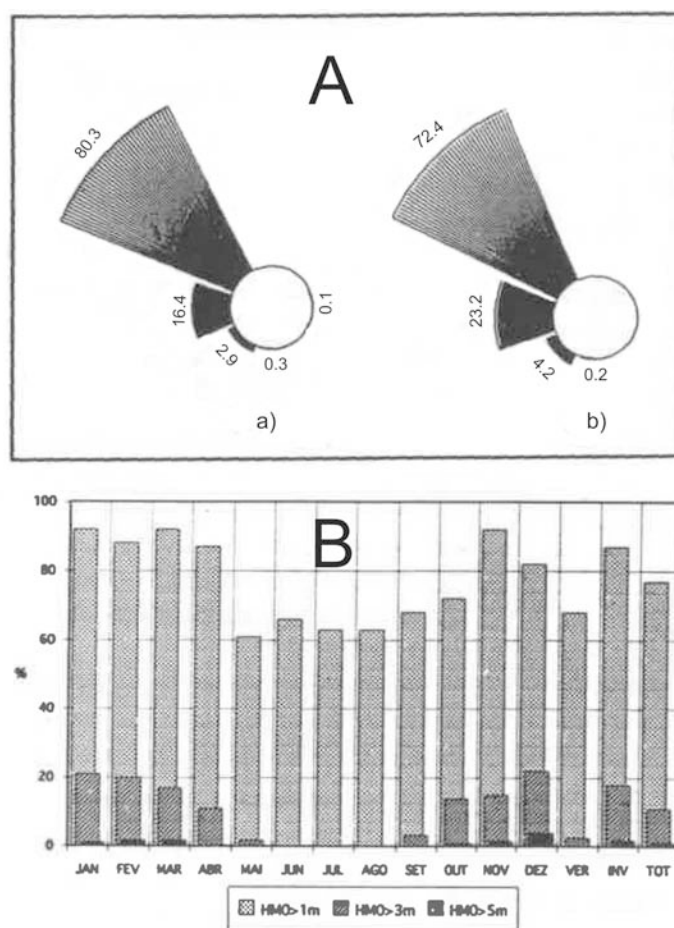


Figura 1.8 – Parâmetros da ondulação registados ao largo de Sines no período Mai. 1988 a Dez. de 1993. A-Distribuição de frequência relativa da direcção média associada ao período de pico (THTP), a) todos os registos, b) Altura significativa (HMO) maior que 3m; B-Excedência de HMO maior que 1m, 3m e 5m. Figura adaptada de Costa (1994)

Tabela 1.6 – Distribuição de THTP ao largo de Sines no período entre Maio 1988 e Dezembro de 1993. Dados retirados de Costa (1994)

Registos		N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
	Nº								
Todos	12870	<0.1	80.3	16.4	2.9	0.3	<0.1	<0.1	---
HMO>3m	1368	---	72.4	23.2	4.2	0.2	---	---	---
HMO>5m	129	---	57.4	41.9	0.8	---	---	---	---

### **Tempestades**

Como seria de esperar verifica-se que os temporais são mais frequentes no Inverno, particularmente no período de Novembro a Março. Em Sines os temporais são geralmente de WNW e W e têm alturas significativas inferiores a 6m, podendo no entanto os mais violentos ultrapassar os 8m. Citam-se a título de exemplo temporais ocorridos em Dezembro de 1981 e Fevereiro de 1986 onde se atingiram em Sines alturas significativas de 8,9m e 11,1m, respectivamente. No período compreendido entre Maio 1988 e Dezembro de 1993 para o qual se dispõem de dados direccionais, registaram-se dois eventos com ondulação de WNW (THTP) de alturas significativas superior a 8m e alturas máximas superiores a 12m.

Tabela 1.7 – Dados relativos aos temporais registados ao largo de Sines no período entre Maio 1988 e Dezembro de 1993. Dados retirados de Costa (1994)

Data	HMO	HMAX	THTP
18-21/11/89	8,1	12,3	WNW
22-23/11/89	6,6	9,7	W
30/1-1/2/90	8,4	12,7	WNW
16/12/92	6,6	9,0	WNW

### **1.4.2 Morfologia**

O segmento da plataforma continental que enquadra a área de interesse deste estudo, compreendido entre o Cabo Espichel e o Canhão de Setúbal, é limitado a Norte e a Leste por duas fachadas costeiras aproximadamente perpendiculares, correspondentes à península de Tróia e ao troço costeiro cabo Espichel-estuário do Sado que se intersectam na zona da barra do estuário do Sado (Figura 1.9). As duas fachadas costeiras são definidas por:

- 1) Península de Tróia, que se estende até à zona do Carvalhal, onde enraíza, segundo a direcção geral NW-SE (linha quebrada segundo as direcções NW-SE e NNW-SSE, para os troços Norte e Sul, respectivamente); correspondendo ao extremo norte do arco litoral Tróia-Sines, caracterizado por uma costa arenosa de baixo relevo formada por sistemas praia – duna;
- 2) Troço costeiro de direcção geral ENE-WSW entre o Cabo Espichel e a barra do estuário do Sado, que consiste numa costa marcada por falésias imponentes talhadas em rochas mesozóicas do cabo Espichel e serra da Arrábida.

O bordo da plataforma é definido nesta zona por uma linha quebrada com troços dispostos segundo duas direcção gerais, a saber: a direcção W-E que é a mais importante e corresponde aos flancos Norte dos canhões de Setúbal e Sesimbra; e a direcção NNW-SSE que é sub-paralela ao troço Sul da península de Tróia. A profundidade a que se localiza o bordo da plataforma varia entre cerca de 120m a 150m, tendendo a aumentar, de SE para NW. Na área da cabeceira do canhão de Setúbal o bordo da plataforma situa-se a cerca de 120m, passa para uma profundidade de cerca de 140m no troço entre os canhões de Setúbal e Sesimbra e por fim para cerca 150m no troço do canhão de Sesimbra ao cabo Espichel.

Este troço da plataforma continental tem uma largura notavelmente estreita (Vanney e Mougenot, 1981). Com efeito, a sua largura varia entre um máximo de cerca de 20km ao largo da Comporta, e valores mínimos de 6km a 2,5km na cabeceira do canhão de Setúbal e ao largo do cabo Espichel, respectivamente.

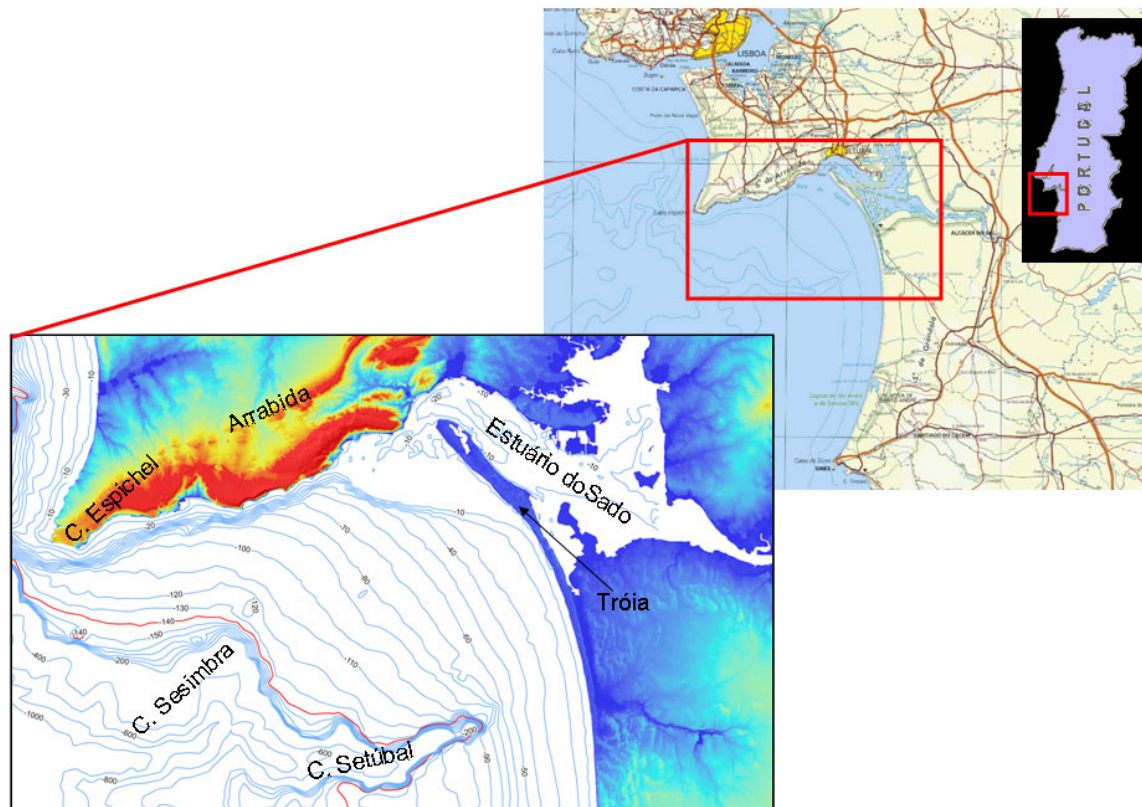


Figura 1.9 – Localização e batimetria fornecida pelo Instituto Hidrográfico do troço da plataforma ao largo do estuário do Sado, entre o cabo Espichel e o canhão de Setúbal. Linha batimétrica referente aos 140m, que se representa a vermelho, delimita a zona da plataforma que poderá ter estado exposta subaereamente durante o UMG. Comparar esta batimetria fornecida pelo IH (utilizada como referência para o processamento e interpretação dos dados geofísicos) com as linhas isobatimétricas do modelo morfológico Ingmar na Figura 1.10

O declive médio da plataforma é cerca de  $0,4^\circ$ , o que de acordo com o critério arbitrário proposta por (Cattaneo e Steel, 2003), pode ser considerado um declive elevado (maior que  $0,057^\circ$ , que corresponde a um m por km). Localmente a plataforma atinge declives mais elevados é, nomeadamente, o caso das seguintes 3 estruturas:

- 1) Troço entre a linha e costa e a cabeceira do canhão de Setúbal, com declive de  $0,6^\circ$ ;
- 2) Ao largo do cabo Espichel e Arrábida, onde a plataforma é muito inclinada até aos 100m de profundidade, atingindo nesse sector declives máximos na ordem dos  $3,6^\circ$ ;
- 3) Lobo frontal do delta do Sado onde se atingem declives máximos na ordem dos  $3^\circ$ .

### 1.4.2.1 Principais elementos morfológicos da plataforma

Os elementos morfológicos que mais se destacam no troço da plataforma continental analisado são os canhões de Setúbal e Sesimbra e a elevação associada ao delta do Sado (Figura 1.9), este último já descrito como constituindo o domínio externo do estuário (ponto 1.3). Destacam-se ainda outros elementos morfológicos menos relevantes, nomeadamente uma faixa com declives elevados ao largo da costa Sul da península de Setúbal e outras quebras de declive cujas bases se situam a profundidades próximas dos 70m, 100, e 140m.

#### **Canhão de Setúbal**

O canhão de Setúbal constitui uma estrutura importante à escala de toda a plataforma portuguesa pelo que vários autores se debruçaram pela sua caracterização e génese (Vanney e Mougenot, 1981; Alves *et al.*, 2000; Gomes, 2000; Gomes, 2002; e.g. Arzola *et al.*, 2008; Lastras *et al.*, 2009) O canhão de Setúbal localiza-se ao largo da povoação do Carvalhal, situando-se a sua cabeceira a cerca de 6km da linha de costa e à profundidade de 60m. Trata-se de um canhão do tipo “*gouf*” de grandes dimensões que se estende por cerca de 150km até à profundidade de 4500m (Gomes, 2002) e se desenvolve segundo a direcção geral E-W até confluir com canhão de Lisboa, onde inflecte para uma direcção NE-SW.

#### **Canhão de Sesimbra**

O canhão de Sesimbra é um afluente da margem direita do canhão de Setúbal. A sua cabeceira localiza-se a cerca de 10km para o largo da Sesimbra a 120m de profundidade. O canhão desenvolve-se segundo a direcção N-S até confluir com o canhão de Setúbal a cerca de 600m de profundidade.

#### **Rampa ao largo da costa Sul da península de Setúbal**

Na plataforma continental ao largo da fachada costeira ENE-WSW entre o cabo Espichel e a Arrábida, desenvolve-se paralelamente à linha de costa uma rampa inclinado para SSE e cujo declive atinge 3,6°. As profundidades que enquadram o topo e base, respectivamente, desta rampa variam entre 30m a 110m no extremo WSW e 10m a 60m no seu extremo ENE, onde este elemento morfológico se liga ao relevo formado pelo delta do Sado.

#### **Quebras de declive (batimetria Ingmar)**

Para além das quebras de declive associadas aos principais elementos morfológicos da plataforma, é possível identificar outras quebras de declive que, eventualmente, poderão corresponder a paleo-linhas de costa que actualmente se encontram submersas.

Pela análise do mapa de declives produzido a partir da batimetria Ingmar, identificam-se três faixas da plataforma com declives mais elevados, cujas bases se assinalam na Figura 1.10. Duas dessas faixas são aproximadamente paralelas à costa de Tróia e enquadram-se entre as profundidades de 40m-70m e 80m-100m. A terceira faixa com declives mais elevados é aproximadamente paralela ao troço costeiro cabo Espichel – Sesimbra e enquadra-se entre as profundidades de 120m-140m. A base desta última estrutura é marcada por uma zona aplanada (declive de ~0,4°) que poderá corresponder a uma antiga plataforma de abrasão.



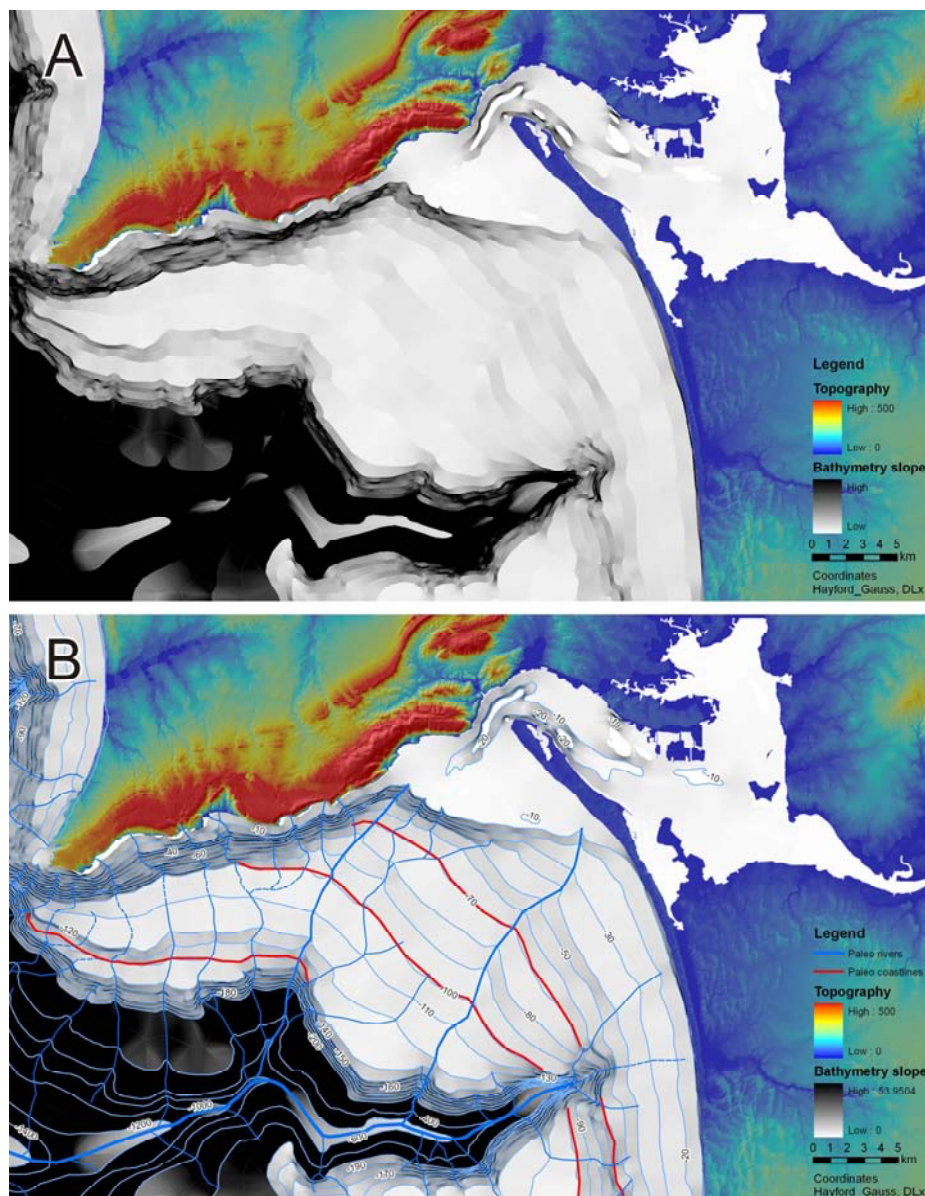


Figura 1.10 – Plataforma continental ao largo do estuário do Sado. A–Mapa de declive gerado a partir da batimetria INGMAR. B–Mapa A com sobreposição das linhas batimétricas correspondentes, assinalando-se a vermelho as linhas correspondentes à base das principais quebras de declive identificadas e a azul a rede de drenagem inferida.

### 1.4.3 Geologia

Os primeiros trabalhos de referência sobre a estrutura interna e morfologia do troço da plataforma continental ao largo do estuário do rio Sado são os trabalhos realizados nas décadas de 1970 e 1980 por vários autores franco-portugueses (Boillot *et al.*, 1979; Vanney e Mougenot, 1981; Coppier, 1982; Coppier e Mougenot, 1982; Mougenot, 1985; Mougenot, 1988). No âmbito destes trabalhos, realizaram-se várias campanhas oceanográficas em que se adquiriu um grande número de perfis de sísmica de reflexão, cuja interpretação foi calibrada através da datação de amostras superficiais recolhidas por dragagem. Com base na interpretação destes dados foi produzida a 1ª carta geológica da plataforma continental à escala 1:1000.000, sendo posteriormente estes dados integrados na Carta Geológica do Continente e Plataforma à escala 1:500

000 publicada em 1992 pelos Serviços Geológicos de Portugal, da qual se apresenta um excerto da sua 5ª edição na Figura 1.2. O troço da plataforma continental que constitui a área de interesse do presente trabalho engloba duas das unidades definidas, para a área imersa da plataforma referidas que são referidas como p-a e m-a. A unidade **p-a** corresponde a formações de enchimento de paleovales ou de progradação sigmoide, sendo-lhe atribuída uma idade Pliocénica a Quaternária. A Unidade **m-a** corresponde a corpos sedimentares progradantes a Norte do canhão da Nazaré e a acumulações complexas a Sul do Tejo que podem atingir 500m, sendo-lhe atribuída uma idade Miocénica a Quaternária.

Entre o final dos anos 80 e os anos 90, sucederam-se novos trabalhos sobre esta área que se debruçaram mais sobre aspectos morfológicos e da cobertura sedimentar superficial da plataforma (Quevauviller, 1985; Quevauviller e Moita, 1986; Jouanneau *et al.*, 1998). A partir do ano 2000 surgiram novos trabalhos sobre este troço da plataforma (Alves *et al.*, 2000; Alves, 2002; Alves *et al.*, 2003), em que se reanalisa a sua sismo-estratigrafia que é abordada no ponto 4.3.1 deste trabalho.

### **Sedimentos superficiais**

Em 2005 é publicada pelo Instituto Hidrográfico a folha SED5 da carta de sedimentos superficiais da plataforma continental (IH, 2005) que engloba a presente área de interesse e da qual se apresenta um excerto na Figura 1.11. Da análise desta carta destacam-se os seguintes pontos:

- 1) Cordões Arenos-cascalhentos, que correspondem a faixas de sedimentos grosseiros (AC1, areia cascalhenta) que se dispõem paralelamente a linha de costa ocidental a uma profundidade variando entre cerca de 30m a 60m.
- 2) Tendência geral para a acumulação de sedimentos na classe das areias junto a linha de costa, contrastando com a predominância de sedimentos mais finos (na classe dos lodos) para o largo.
- 3) Sedimentos mais finos acumulados preferencialmente ao longo da costa meridional da península de Setúbal, formando um corpo alongado segundo a direcção WSW-ENE que se dispõe no alinhando da barra do estuário do Sado.
- 4) Afloramentos rochosos (assinalados por manchas cinzentas ou por triângulos pretos quando são apenas ocorrências pontuais) dispostos segundo linhas grosseiramente paralelas à actual linha de costa ocidental.

### **Sismicidade**

Os principais elementos referentes a tectónica da região, tanto da área emersa como da submersa, são abordados no ponto 4.3.2 deste trabalho.

Do ponto de vista sísmico a área em estudo situa-se na região A, definida no mapa de delimitação das zonas sísmicas do “Regulamento de Segurança e Acções para estruturas de Edifícios e Pontes” como a zona de maior risco sísmico em Portugal Continental (Biodesign, 1993).

O número de eventos sísmicos registados na região demonstra a actividade sismogénica local (Figura 1.12), destacando-se a área da plataforma adjacente à costa meridional da península de Setúbal por exibir uma maior concentração de registos de sismos de pequena magnitude (magnitude 0-2).

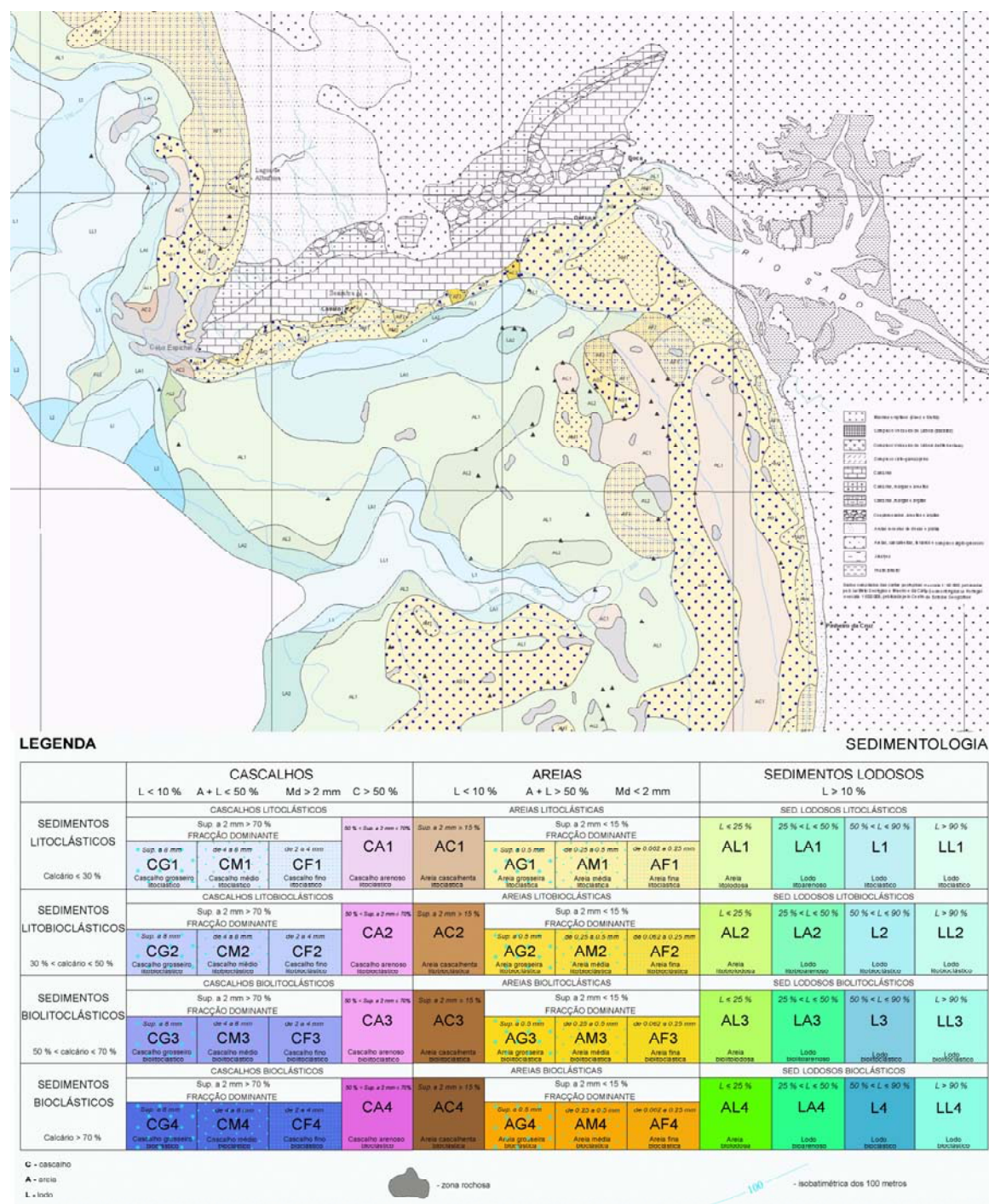


Figura 1.11 – Excerto da carta de sedimentos superficiais da plataforma continental; Folha SED5 (IH, 2005)

Na Tabela 1.8 referem-se alguns dos eventos sísmicos mais relevantes registados ou sentidos na região, de entre os quais se destacam pela sua maior magnitude os sismos ocorridos nos anos de 1755 e 1858.

No decurso do sismo ocorrido a 1 e Novembro de 1755 o grau X da escala de Mercalli foi atingido em toda a zona entre Setúbal, Águas de Moura, Zambujal, Monte do Pinheiro, Monte da Palma, Montalvo e Península de Tróia (Biodesign, 1993).



O sismo ocorrido a 11 de Novembro de 1858 provocou muitos danos na cidade de Setúbal (LNEC, 1986), admitindo-se que o epicentro deste sismo se possa ter localizado no canhão de Setúbal, face à localização deste vale submarino no prolongamento da “Falha do Alandroal” (Biodesign, 1993).

Tabela 1.8 – Principais eventos relativos à sismicidade histórica registada na área do estuário do Sado. Dados retirados de LNEC (1986)

Data	Localização	Magnitude	Observações
1755/11/01	Mar SW	8,5 a 9	Sismo muito documentado, muitas réplicas, tsunami
1756 /12/08	Sesimbra	4,0	Caíram casas
1819/01/25	Setúbal	3,0	---
1858/11/11	Mar (Setúbal)	7,2	Muitos danos em Setúbal.
1903/08/09	Mar (Setúbal)	5,2	---
1904/08/09	Mar (Sesimbra)	4,0	Sem danos
1911/02/02	Ermidas do Sado	4,2	---

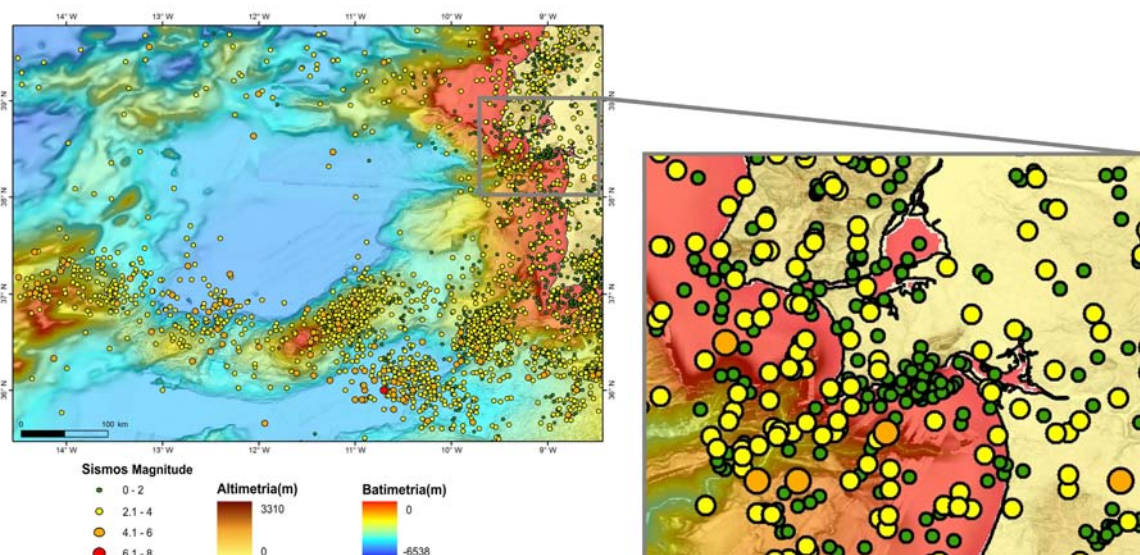


Figura 1.12 – Actividade sísmogénica na margem SW portuguesa. Figura adaptada de Batista (2009), segundo dados compilados nas seguintes 3 publicações : Catálogo de Ilídio e Mendes Victor, de 1900 a 1969; Catálogo do IM de 1970 a 2000; Boletins provisórios do IGN de 2001 a 2007.

## 1.5 Variações recentes do nível do mar

A curva que modela a variação relativa do nível do mar proposta por Dias *et al* (1997; 2000) é a única proposta para costa portuguesa que se estende até ao final do último máximo glaciário acerca de 18000 anos B.P., por essa razão optou-se por adoptá-la neste trabalho como principal modelo para as variações eustáticas em detrimento de modelos globais (Clark *et al.*, 1978; Fleming *et al.*, 1998; Mörrner, 2005; Peltier e Fairbanks, 2006) que dificilmente incorporam variações locais que podem ser significativas. Dado que a curva de Dias *et al* (1997; 2000) foi proposta para a zona

Norte da plataforma continental portuguesa, consideraram-se sempre que possível outras curvas de variação do nível do mar que, embora relativas a períodos temporais mais curtos, foram propostas para a costa Sul (Boski et al., 2002; Teixeira et al., 2005) e especificamente para as áreas dos estuários do Tejo (Vis et al., 2008) e do Sado (Psuty e Moreira, 2000).

Não há consenso na comunidade científica sobre a altura em que as taxas de subida do nível do mar começaram a decrescer no final da última transgressão, nem sobre a data em que o nível actual foi atingido (Dias, 2004). É expectável que os níveis do mar inferidos para o passado variem espacialmente (Lambeck, 1997), não só de acordo com as metodologias adoptadas para a sua inferência, como também de acordo com factores locais intrínsecos a cada local analisado.

É reconhecido por vários autores (Dias *et al.*, 1997; Dabrio *et al.*, 2000; Dias *et al.*, 2000; Mörner, 2005; Teixeira *et al.*, 2005; Boski *et al.*, 2008) que entre os 7500 a 5000 anos BP terá ocorrido uma desaceleração importante da taxa de subida do nível médio do mar. A esse evento, associa-se a ocorrência da máxima inundação dos estuários na costa Sul da Península Ibérica e a cessação da retrogradação das suas barreiras costeiras (Dabrio et al., 2000).

Entre os 4000 a 2600 anos BP é reconhecido um outro ponto de inflexão na história do preenchimento sedimentar dos estuários. Este evento, embora pareça ter um cariz mais local do que o anterior pode ser associado ao final do óptimo climático (episódio hipsitermal, fim do 4º e início do 3º milénios A.C.) e início do período Neoglaciário que se terá estendido até 2600 anos BP (Valcarce *et al.*, 2003; Dias, 2004) e é reconhecido em vários estuários na costa portuguesa e espanhola (Dabrio *et al.*, 2000; Psuty e Moreira, 2000; Dias, 2004; Boski *et al.*, 2008). É, no entanto, menos claro se a mudança nos padrões de sedimentação se relacionam com uma nova desaceleração da subida do nível médio do mar (Psuty e Moreira, 2000) ou com uma alteração da taxa de acarreo sedimentar (Dabrio, 2000; Dias *et al.*, 2000; Boski *et al.*, 2008).

A análise de uma serie relativa a 104 anos de dados do marégrafo de Cascais revela uma tendência de subida do nível médio do mar de 1,1-1,5mm/ano (Dias e Taborda, 1988). No entanto, esta tendência não é constante ao longo da serie temporal analisada. Com efeito, do final do Século XIX até 1920 registou-se uma descida do nível médio do mar a uma taxa média de -0,5mm/ano, que se poderá relacionar com a “Pequena Idade do Gelo” que terminou no final do Século XIX (Dias e Taborda, 1988). A este período seguiu-se uma inversão no sentido da variação do NMM que passou a ser positiva mantendo-se até à actualidade a uma taxa média de 1,7mm/ano (Dias e Taborda, 1988; Ferreira *et al.*, 2009).

Uma análise expedita em que se ajustou por regressão linear uma recta aos dados maregráficos disponíveis (*Permanent Service for Mean Sea Level*<sup>1</sup>), aponta para uma taxa média de subida do nível médio do mar na ordem dos 0,8mm/ano para períodos com cerca de 100 e 20 anos para os marégrafos de Cascais e Tróia, respectivamente (Figura 1.13). Destaca-se no entanto que no caso do marégrafo de Tróia, a série de dados considerada para além de abranger um reduzido número de anos (1977-1996) é descontínua, apresentando 3 interrupções (lacunas num total de 6 anos). No período relativo aos últimos 4 anos com registos contínuos no marégrafo de Tróia (1993-1994), observa-se uma tendência para uma subida muito acentuada que, a confirmar-

---

<sup>1</sup> em: <http://www.pol.ac.uk/psmsl/>

se como válida, apontaria para uma movimentação relativa do nível do mar na ordem dos 25mm/ano.

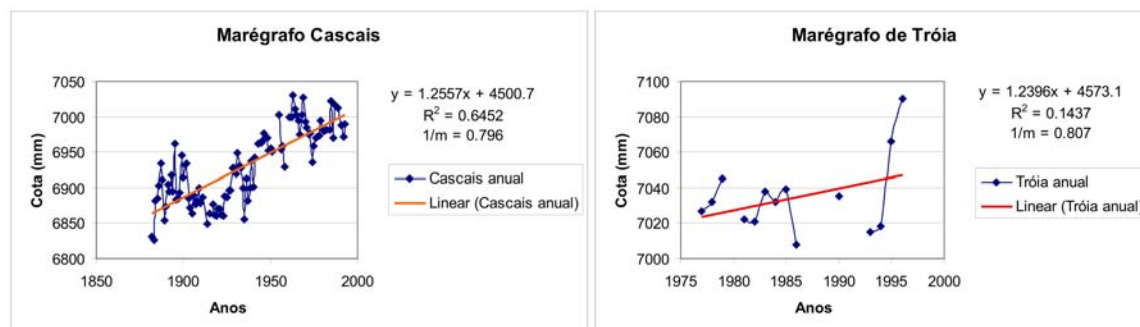


Figura 1.13 – Gráficos da variação dos níveis médios do mar anuais registados nos marégrafos de Cascais e Tróia, rectas ajustadas aos dados por regressão linear e respectivos parâmetros. Dados mareográficos retirados de “*Permanent Service for Mean Sea Level*” (<http://www.pol.ac.uk/psmsl/>)

### 1.5.1 Referências a paleo-linhas de costa submersas

Existem várias referências a estruturas morfológicas e/ou depósitos sedimentares actualmente submersos na plataforma continental portuguesa que se associam a paleo-linhas de costa (Tabela 1.9). Para além da referência a dois níveis aos 20m-15m e 150m-140m identificados genericamente na plataforma continental portuguesa através de quebras de declive e praias em degraus submersas (Vanney e Mougenot, 1981), referem-se mais 4 níveis submersos aos 7m, 50m-70m, 100m e 160m, que se associam a paleo-linhas de costa referidos especificamente para o troço da plataforma continental ao largo do estuário do Sado (Quevauviller, 1985; Quevauviller e Moita, 1986; Erlides *et al.*, 1992).

#### Superfície aos -7m

A equipa Erlides (1992) descobriu um nível submerso a 7m abaixo do actual nível médio do mar caracterizado por uma consistente quebra de declive a esta profundidade ao longo de uma vertente muito abrupta (declive 50%) entre os 0m e os 22m de profundidade. Estruturas erosivas e marmitas (fossilizadas por *Lythophillum*) à cota -15 marcam antigos locais de elevada energia.

Este nível é interpretado como correspondendo ao último período de estabilização do nível do mar, e é descrito como sendo marcado por uma quebra de declive da plataforma, topos erodidos de blocos *in situ* e por um rebordo saliente, prolonga-se até ao delta do Sado, cujos sedimentos o fossiliza (Erlides *et al.*, 1992).

Psuty e Moreira (2000) descrevem uma superfície plistocénica à cota -6,4m (relativamente ao NMM) que se caracteriza por um firme nível de argilas oxidadas ocasionalmente interestratificadas com areias cascalhentas. Este nível identificado, nomeadamente no canal da Marateca, poderá corresponder a superfície identificada ao largo aos -7m.

#### Superfície aos -40m a -70m

Estrutura centrada na cota -50m, marcada por quebras de declive e corpos sedimentares ao largo da Comporta e da barra do Sado que são interpretados como

uma paleo-linha de costa fossilizada por uma rápida subida do nível do mar que se terá seguido a um período de estabilização entre os 10000-11000 anos B.P.. A forma arqueada desta paleo-linha de costa, semelhante à actual costa de Tróia, é relacionada com a refração das ondas provocada pelo cabo Espichel (Quevauviller, 1985; Quevauviller e Moita, 1986).

### **Superfície aos -100m**

Assinalada por sedimentos grosseiros correspondentes a um novo sistema litoral que são interceptados por areias mais finas associadas a sistemas estuarinos ou deltaicos. Sem marcas morfológicas detectáveis, a posição desta paleo-linha de costa é inferida por correlação com estruturas semelhantes observadas em Marrocos, no Norte de Portugal em França (Quevauviller e Moita, 1986).

### **Superfície aos -160m**

Marcada por uma acentuada quebra de declive que assinala a linha de costa associada ao último máximo glaciário (18000 anos B.P.). A maior profundidade a que se encontra esta estrutura, relativamente ao que seria de esperar tendo em conta as curvas do nível do mar publicadas (e. g. Dias et al., 2000) pode ser explicada por movimentos tectónicos ou subsidência (Quevauviller e Moita, 1986).

Tabela 1.9 – Lista de estruturas submersas referidas na bibliografia como estando associadas a paleo-linhas de costa na plataforma portuguesa, em particular na área ao largo do estuário do Sado

Cota (m relativos ao NMM)	Idade atribuída (k anos)	Referência bibliográfica	Observações
-6 to -7	Última estabilização do NM ?	(Erlides et al., 1992)	Superfície de abrasão marinha formada durante um período de estabilidade do nível do mar identificado nos seguintes locais: - Para E do c. Espichel, a 10m da costa actual , é seguida ao longo de 20m; - Chã dos Navegantes, a 10m-30m da costa actual, é seguida ao longo de 200m; - Portinho da Arrábida, pode ser seguida ao longo de 200m e termina a E fossilizada pelos sedimentos do delta do Sado
-15 to -20		(Vannee e Mougenot, 1981)	Paleo-linhas de costa preservadas como arribas e praias em degraus
-40 to -60	11-10? (Dryas recente)	(Dias et al., 2000)	Calcretos, <i>beachrocks</i> e estruturas morfológicas como plataformas de abrasão, arribas e restingas que foram formadas por toda a plataforma
-50 to -70	10-11	(Quevauviller, 1985; Quevauviller e Moita, 1986)	Nível identificado por uma quebra de declive da plataforma (declives de 3%) e pela presença de sedimentos mais grosseiros que os envolventes. Estrutura ao nível da cabeceira do canhão de Setúbal. Nível datado na plataforma portuguesa (Dias, 1995) e do golfo da Gasconha (Naudin, 1971; Carbonel <i>et al</i> , 1977). Paleo-linha de costa com uma forma em espiral logarítmica semelhante à da actual costa de Tróia.

Cota (m relativos ao NMM)	Idade atribuída (k anos)	Referência bibliográfica	Observações
-100 to -120	14-15	(Quevauviller e Moita, 1986)	Marcado por níveis de areias grosseiras, interceptados por areias mais finas associadas a sistemas estuarinos ou deltaicos. Sem marcas morfológicas detectáveis
-140 to -150	---	(Vanney e Mougénot, 1981)	Paleo-linhas de costa preservadas como arribas e praias em degraus
-160	18	(Quevauviller, 1985; Quevauviller e Moita, 1986)	Nível identificado por uma quebra de declive (declives de 3% a 5%) da plataforma e pela presença de sedimentos mais grosseiros que os envolventes. A forma desta estrutura não é semelhante à actual linha de costa

Nota: Linhas da tabela sombreadas de acordo com possível correlação dos níveis referidos



# CAPÍTULO

## 2

***ANÁLISE DA MORFOLOGIA E EVOLUÇÃO RECENTE DO  
ESTUÁRIO DO SADO INFERIDAS POR COMPARAÇÃO DE  
DADOS TOPO-BATIMÉTRICOS HISTÓRICOS***

***(Escala decadal)***





## **2 Análise da morfologia e evolução recente do estuário do Sado inferidas por comparação de mapas topo-batimétricos históricos - escala decadal**

### **2.1 Introdução**

Os estuários são ambientes de transição onde se conjugam influências dos domínios fluviais, oceânicos e atmosféricos. Estando na interface destes diversos domínios, os ambientes estuarinos têm geralmente estruturas morfo-sedimentares complexas e com uma grande variabilidade tanto espacial com temporal.

Face à grande importância sócio-económica das áreas estuarinas, existe uma preocupação crescente em perceber os processos associados à evolução destas áreas e em identificar quais são os factores forçadores dessa evolução, para que se possa avaliar a resiliência dos sistemas estuarinos às alterações ambientais naturais ou induzidas pelo homem.

A morfologia de um estuário constituiu o “alicerce” sobre o qual se desenrolam os processos estuarinos, sendo por isso um elemento fundamental para a identificação e compreensão desses processos.

Pretende-se com este exercício reconstituir a evolução morfológica recente do estuário do Sado, com base na comparação de cartas batimétricas históricas relativas aos últimos 70 anos. A reconstituição da evolução recente do estuário constitui o ponto de partida para a avaliação da variabilidade espacial e temporal da morfologia estuarina, bem como da identificação dos principais mecanismos forçadores dessas alterações e da importância relativa de cada um desses mecanismos.

A informação das cartas batimétricas mais recentes, complementa pela consulta de cartas topográficas e fotografias aéreas, foi utilizada para identificar e caracterizar os principais elementos morfológicos do estuário. As cartas batimétricas históricas foram então utilizadas para avaliar a evolução recente dos elementos morfológicos previamente identificados.

Utilizando as funcionalidades proporcionadas pelo sistema de informação geográfica (SIG) Arcview, foram produzidos vários modelos digitais de elevação (MDE's) a partir das cartas batimétricas. Estes MDE's, foram utilizadas tanto na interpretação da morfologia actual do estuário, como na avaliação das suas alterações morfológicas recentes. No âmbito da avaliação das alterações morfológicas os MDE's foram utilizados para estimar a variação de alguns parâmetros relevantes para a evolução estuarina; nomeadamente: volumes do prisma de maré e espaço de acomodação, área plana do estuário abaixo do nível médio do mar, taxas de avanço / recuo da linha de costa, taxas de sedimentação / erosão dos fundos estuarinos e volume do delta de vazante do estuário.

Os volumes do prisma de maré e do delta de vazante do estuário estimados por comparação de MDE's foram confrontados com volumes correspondentes determinados por aplicação de relações empíricas propostas por diversos autores. Nomeadamente, a relação empírica proposta por Jarret (1976) entre o volume do prisma de maré (P) e a área da secção do canal da barra (A) e relações propostas em

Hicks e Hume (1996) para calcular o volume do delta de vazante em função apenas do volume P, ou considerando o volume P e o ângulo entre o jacto de vazante e a linha de costa.

Embora as metodologias utilizadas se baseiem em grande parte na aplicação de métodos numéricos, as incertezas associadas ao tipo de dados utilizados, ao curto período de tempo considerado (70 a 30 anos) e à limitada cobertura geográfica, não permitem que se faça uma aproximação quantitativa com segurança da tendência evolutiva geral de um sistema estuarino tão complexo como o estuário do Sado. Desta forma, a abordagem realizada é essencialmente qualitativa, interpretando-se os resultados numéricos obtidos apenas como indicativos de uma ordem de grandeza e da importância relativa dos fenómenos.

### 2.1.1 Limites do estuário

O estuário do Sado localiza-se na costa ocidental portuguesa junto à cidade de Setúbal. A morfologia geral e toponímia do estuário e das suas margens são representadas nas Figura 2.1 e Figura 2.2, respectivamente.

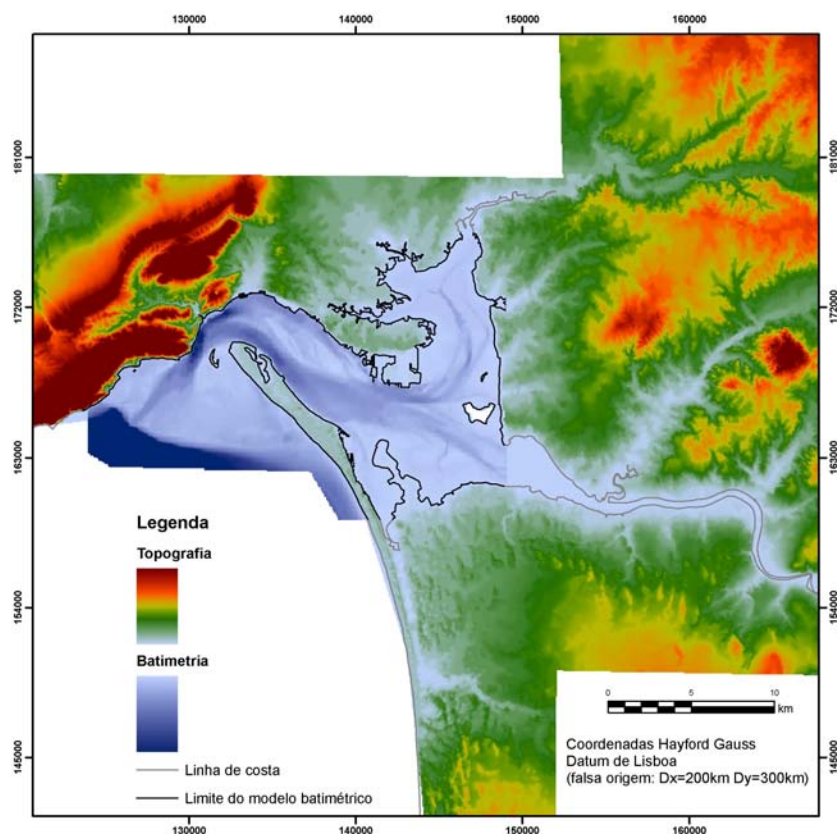


Figura 2.1 – Modelo digital de terreno de enquadramento do estuário do Sado.

Os estuários correspondem a um ambiente de transição entre o domínio oceânico e fluvial, partilhando por isso características destes dois domínios. A influência relativa das características oceânicas e fluviais no ambiente estuarino varia progressivamente de jusante para montante e de acordo com características ambientais que se alteram segundo diferentes períodos de ciclicidade (e.g. maré, agitação marítima, caudal fluvial).

O carácter progressivo da transição entre o domínio oceânico e fluvial e a dependência das condições ambientais vigentes faz com que a definição dos limites a montante e jusante da área estuarina, bem como a sua subdivisão em zonas com uma maior homogeneidade não sejam triviais. Com efeito, de acordo com as condições ambientais vigentes e com os critérios escolhidos para a delimitação podem ser definidos diferentes limites, devendo a escolha dos limites a adoptar ser feita em função dos problemas que se pretende resolver e dos dados disponíveis.

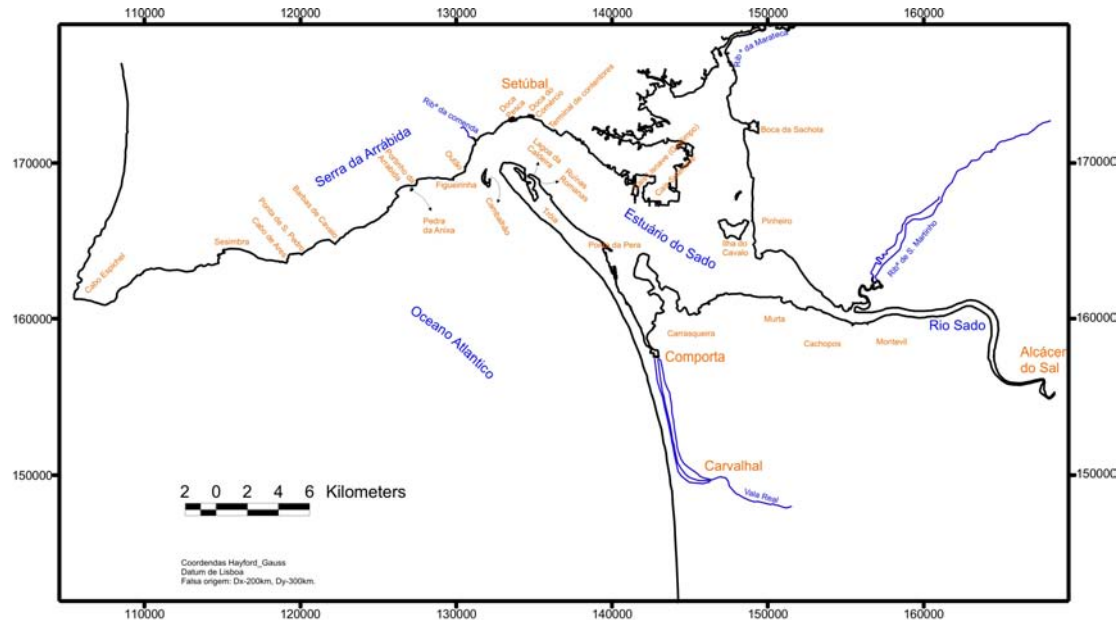


Figura 2.2 – Estuário do Sado. Toponímia utilizada.

Os três parâmetros mais utilizados para definir os critérios de delimitação dos estuários são: a extensão da propagação do efeito de maré (maré dinâmica), a salinidade e a morfologia. Podem ainda ser utilizados para definir os limites do estuário parâmetros como: fácies sedimentares, circulação hidrodinâmica e limites administrativos.

Diversos autores se debruçaram sobre a delimitação e subdivisão do estuário do Sado, propondo limites diferentes de acordo com os seus objectivos, metodologias e critérios utilizados (Wollast *et al.*, 1978a; Wollast *et al.*, 1978b; Vale e Sundby, 1982; Quevauviller, 1985; Rodrigues, 1992; Moreira, 1995; Maretec, 2002; Bettencourt e Ramos, 2003; Ferreira *et al.*, 2003; Bettencourt *et al.*, 2004).

A título de exemplo referem-se alguns dos limites propostos para o estuário do Sado a jusante e a montante, bem como algumas das subdivisões do estuário. Moreira (1995) propôs com base na análise de imagens de satélite um limite de jusante para o estuário do Sado que corresponde aproximadamente à linha batimétrica dos 5 m de profundidade. Na Figura 2.3 representa-se outra proposta para o limite de jusante do estuário, definido desta vez de acordo com a circulação hidrodinâmica (Maretec, 2002).

O limite de montante do estuário do Sado posiciona-se segundo Bettencourt *et al* (2004), a cerca de 15km ou 8km a montante de Alcácer do Sal, consoante se considera a propagação da maré ou a intrusão salina, respectivamente.

Ferreira *et al* (2003) propõe uma subdivisão do estuário em termos da homogeneidade das massas de água em que se consideram 4 zonas (Figura 2.4 e Tabela 2.1).

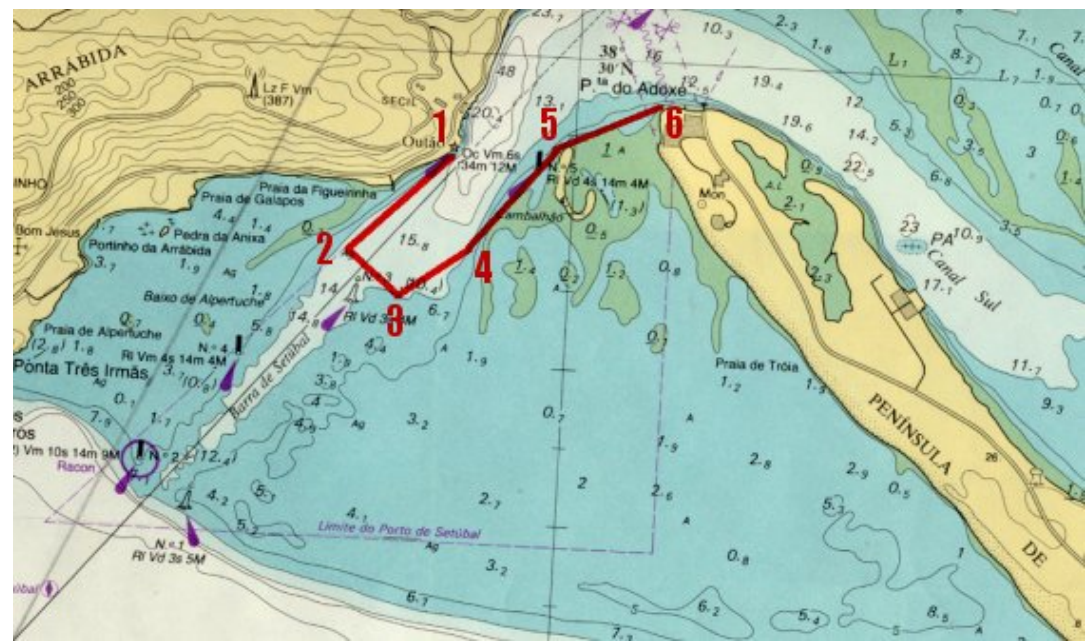


Figura 2.3 – Limite de jusante do estuário do Sado segundo Maretec, 1985. Coordenadas dos pontos; N° do pont, Latitude (N), Longitude (W): 1, 38°29'18'', 8°56'; 2, 38°28'36'', 8°56'54''; 3, 38°28'24'', 8°56'24''; 4, 38°28'45'', 8°55'48''; 5, 38°29'24'', 8°55'06'' e 6, 38°29'42'', 8°54'24''. Figura adaptada de Maretec, 1995.

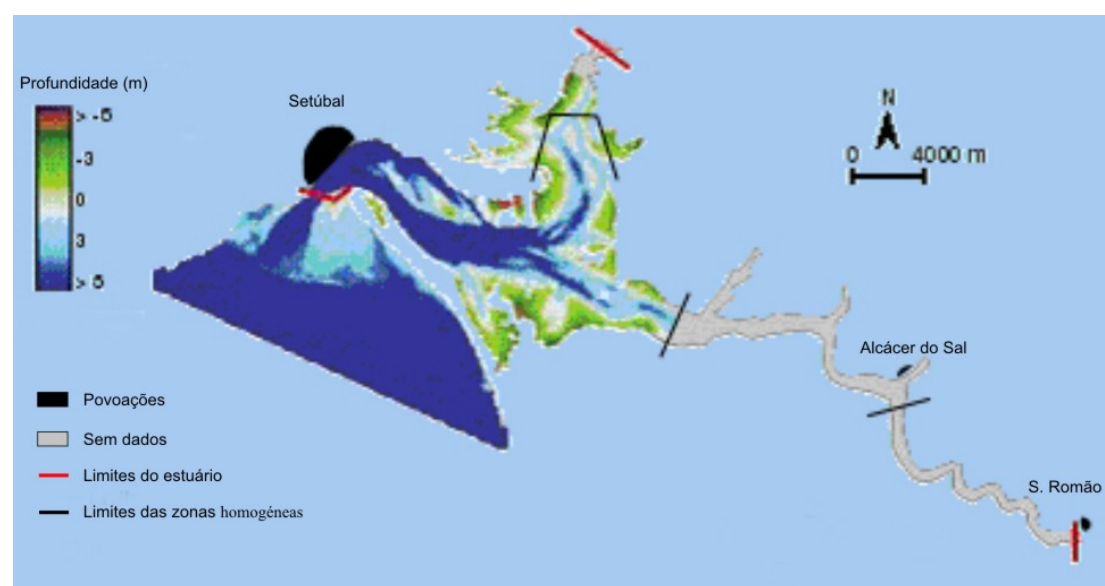


Figura 2.4 – Limites do estuário e sua subdivisão em 4 zonas. Figura adaptada de Bettencourt *et al* (2004) e Ferreira *et al* (2003).

Tabela 2.1 – Identificação e características das zonas homogêneas definidas para o estuário do Sado. Tabela adaptada de Ferreira *et al* (2003).

Zona	Salinidade	Secção	Área (km <sup>2</sup> )
Água do mar	> 25	Barra – Monte Novo do Sul	138,0
Zona de mistura	0,5 – 25	Monte Novo do Sul – Porto das lezírias	13,5
Água doce (tidal)	< 0,5	Porto das lezírias – S. Romão	2,6
Marateca	---	Pequeno sistema da canal e região superior do canal da Marateca, mais o limite superior do canal da Comporta	25,6
<b>Total</b>			<b>179,7</b>

Wollast (1978) individualizou 5 zonas no estuário do Sado, com base em critérios de salinidade e temperatura (Figura 2.5). Correspondendo as zonas I e V à água do mar e água doce, respectivamente, e as restantes 3 a zonas de transição. (Quevauviller, 1985), propôs uma divisão do estuário baseada em critérios morfológicos em considera 5 zonas (Figura 2.6):

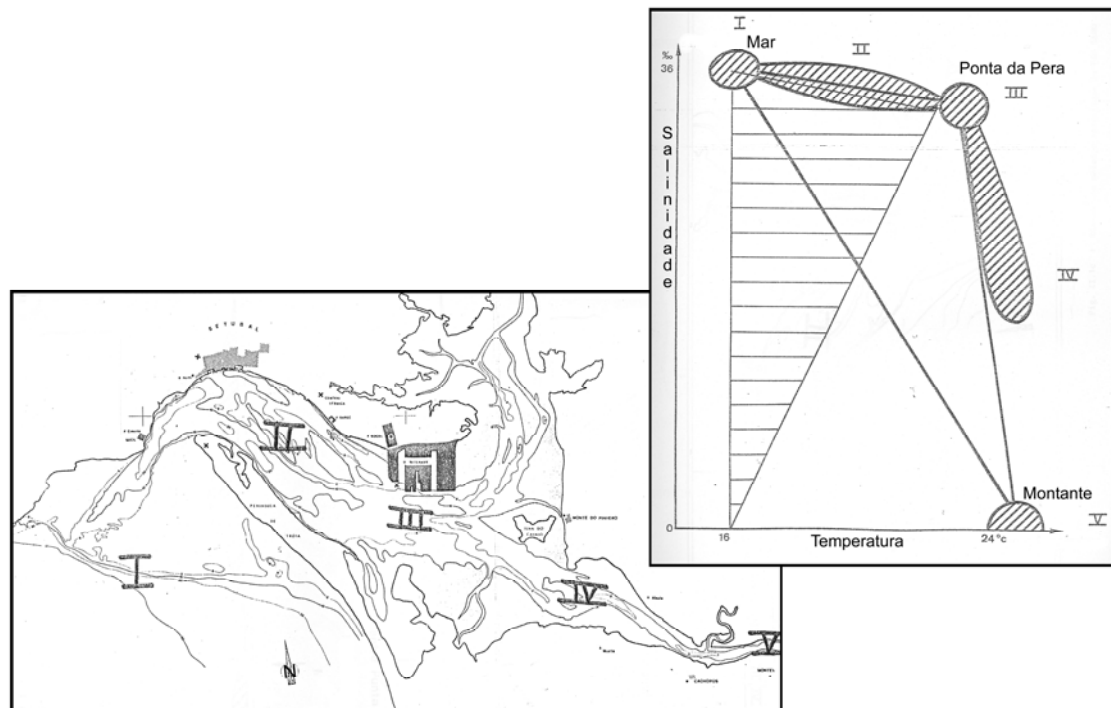


Figura 2.5 – Divisão do estuário do Sado proposta por Wollast com base na salinidade e temperatura. Figura adaptada de Wollast, (1978a).

No presente trabalho optou-se por subdividir a área analisada em dois domínios, um interno que corresponde ao estuário (senso estrito) e um externo que corresponde a área da plataforma continental ocupada pelo delta de vazante do estuário. A divisão destes domínios baseou-se em critérios morfológicos e foi materializada por uma linha (linha de barra) ligando o extremo norte de Tróia à margem direita do estuário (zona do Outão) (Figura 2.19). Na sequência da análise morfológica realizada os domínios interno e externo foram subdivididos em unidades menores de acordo com as principais estruturas morfológicas identificadas.

Os limites da área estuarina analisada neste trabalho foram constrangidos pela cobertura das cartas batimétricas utilizadas. Desta forma, os limites da área analisada foram para o domínio externo (a jusante) a base do delta de vazante e para o domínio interno (a montante) as linhas intersectando os canais de Alcácer, Marateca e Comporta, definidas pelos pares de coordenadas indicados na Tabela 2.2. Em algumas situações, nomeadamente nas comparações cartográficas realizadas, foi necessário restringir a área analisada de acordo com as limitações impostas pelos elementos cartográficos utilizados.

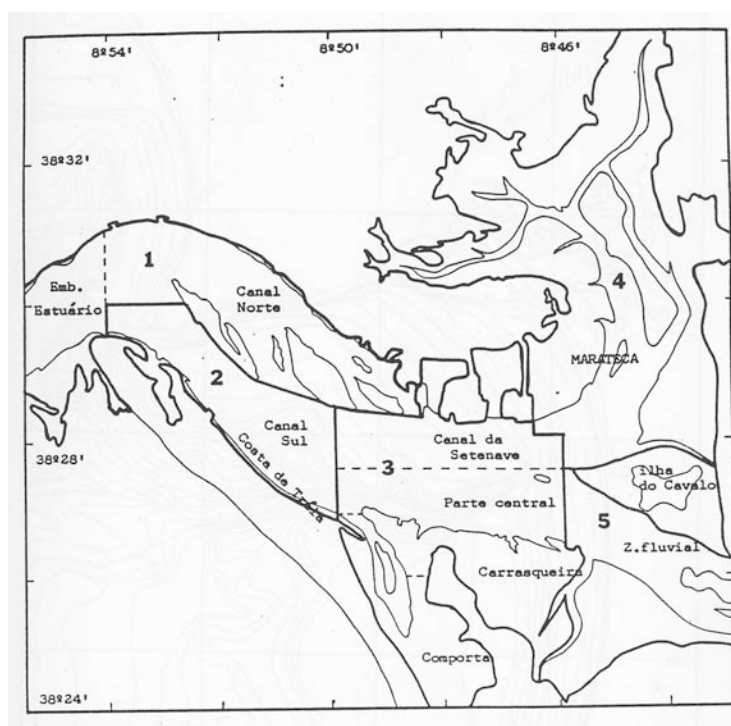


Figura 2.6 – Divisão do estuário proposta por Quevauviller. Figura adaptada de (Quevauviller, 1985).

Tabela 2.2 – Coordenadas rectangulares no sistema Hayford-Gauss, datum de Lisboa (coordenadas militares) dos pontos que definem as linhas, que intersectam os canais da Marateca, Alcácer e Comporta, adoptadas como limites do domínio interno (montante) da área considerada na análise feita do estuário do Sado.

Canal	Pontos	X	Y
Marateca	P1 (W)	146 290	176 450
	P2 (E)	147 060	176 450
Alcácer	P1 (N)	148 900	148 900
	P2 (S)	163 800	161 300
Comporta	P1 (W)	141 370	159 400
	P2 (E)	142 350	159 400

Tendo em conta estes limites, a área do domínio interno abrangida pela presente análise corresponde aproximadamente a área identificada por Ferreira et al (2003), como zona de água do mar (Tabela 2.1 e Figura 2.4), ou à zona referida por outros autores (e.g. Rodrigues, 1992; Bettencourt e Ramos, 2003), como região 1, ou ainda ao somatório das zonas II, III e parte da zona IV referidas por Wollast (1978). Quando se considerou necessário (nomeadamente para estimar o prisma de maré), utilizaram-se dados altimétricos de cartas topográficas para alargar para o interior a área analisada (Figura 2.1). Estes dados topográficos permitiram, nomeadamente, aumentar a cobertura da área intermareal superior e enquadrar a zona superior dos canais da Comporta e Marateca, embora a escassez de dados batimétricos apenas permita uma representação muito grosseira da morfologia interna dos canais.



A zona superior do canal de Álcacer (troço com cerca de 15 km para montante de Álcacer do Sal) não foi analisada. Considerando que para montante de Álcacer do Sal o canal tem uma extensão de aproximadamente 15 km, uma largura média de 50 m e uma profundidade média de 1 m, a volumetria deste troço do canal será de aproximadamente  $750000 \text{ m}^3$ , o que representa menos de 0,4 % do prisma de maré médio do estuário (assumindo um prisma de maré médio de  $200 \times 10^6 \text{ m}^3$ ). Atendendo a que: 1) existem muito poucos dados batimétricos sobre a superfície do canal; 2) a grande extensão do canal, que implicaria alargar muito a área analisada e 3) a sua reduzida volumetria; considerou-se que não considerar este troço do canal na análise realizada seria pouco significativo.

## 2.2 Dados Cartográficos utilizados

A situação geográfica e condições do estuário do Sado como abrigo natural promoveram, desde há muito, a fixação do Homem na área. Como testemunho dessa longa história de ocupação humana existem inúmeros mapas históricos da zona. É o caso de 16 gravuras apresentados por (Quevauviller, 1985), que abarcam um período de 5500 anos BP até ao ano de 1811 da era Cristã. No entanto esses mapas, que por vezes são apenas toscos esboços da morfologia da linha de costa, têm uma fiabilidade difícil de avaliar e dispõem de escassa, ou mesmo nenhuma, informação altimétrica.

Entre os primeiros mapas com informação batimétrica que se conhecem do estuário do Sado contam-se uma carta de 1852 da marinha francesa, a que se seguem diversas cartas do Instituto Hidrográfico, nomeadamente de 1884, 1928, 1935, 1961, 1979, (Quevauviller, 1985). Em 1995 e 2002, foram editadas pelo Instituto Hidrográfico cartas do estuário com maiores escalas e que apresentam informação batimétrica mais detalhada.

Para o presente trabalho utilizaram-se 5 cartas batimétricas, que correspondem a 4 representações do estuário (resultando uma dessas representações do conjunto de 2 cartas), que foram editadas em 1995/2002, 1979, 1968 e 1930, (Tabela 2.3). Contrariamente à opção seguida por (Quevauviller, 1985) que, utilizando outra metodologia realizou uma análise semelhante com mapas de 1852 a 1979, não se utilizaram mapas mais antigos que o reimpresso em 1935, visto que se considerou que os erros associados à utilização de mapas tão antigos eram demasiado elevados para a análise comparativa numérica que se pretendia fazer.

Tabela 2.3 – Cartas batimétricas utilizadas.

<i>Data de referência</i>	<i>Ano edição</i>	<i>Datas dos dados</i>	<i>Escala aproximada</i>	<i>observações</i>
2002	2002 <sup>a)</sup>	1991-2002	1:15.000	Abrange a área de jusante do estuário e o delta de vazante.
1993	1995 <sup>a)</sup>	1961-1993	1:15.000	Abrange a área de montante do estuário.
1986	1979	1968-1986	1:25.000	3ª edição de 1979, reimpressão de 1988.
1968	1968	1961-1968	1:25.000	3ª edição de 1968, Reimpressão de 1971, sem diagrama de compilação.
1935	1930	1928-1935	1:152.215	Reimpressão de 1935 com pequenas correções, sem diagrama de compilação.

<sup>a)</sup>O conjunto das duas cartas editadas em 2002 e 1995 será referido futuramente como 1995/2002 e cobre aproximadamente a mesma área que as cartas restantes que serão referidas pelas suas datas de edição.

Normalmente as cartas batimétricas são produzidas a partir da compilação de dados de levantamentos hidrográficos realizados em diferentes datas e frequentemente utilizando diferentes métodos. Acresce ainda que, por vezes, são feitas correcções que podem ser incorporadas em novas edições, reimpressões ou apenas adicionadas como notas. O facto das cartas batimétricas resultarem frequentemente da compilação de dados com diferentes datas e características, faz com que seja muito difícil atribuir uma data a uma carta bem como avaliar o grau de fiabilidade dos dados utilizados. Nos cálculos efectuados consideraram-se sempre que possível as diferentes datas dos dados de cada carta. Quando essa informação não estava disponível, considerou-se que as cartas eram representativas do estuário à data dos seus dados de campo mais recentes (data de referência da Tabela 2.3).

De acordo com as escalas e as datas em que foram feitos os trabalhos de campo, podem-se dividir as cartas utilizadas em três grupos relativamente à quantidade de informação e ao grau de confiança dos seus dados. 1º O conjunto das cartas 1995/2002 que, por ser a representação do estuário mais recente e de maior escala, é aquela com mais informação e maior fiabilidade, 2º o conjunto das cartas de 1979 e 1968 que estão numa situação intermédia e 3º a carta de 1930, que por ser o levantamento batimétrico mais antigo e de menor escala, tem menos informação e maiores erros associados.

As cartas batimétricas editadas em 1995 e 2002, que cobrem as zonas de montante e jusante do estuário respectivamente, foram utilizadas para caracterizar a situação actual do estuário. Para além dos modelos digitais de terreno gerados a partir das referidas cartas batimétricas, foram ainda utilizados para a caracterização do estuário fotografias aéreas de 1958 (Voo USAF 58, escala aproximada 1:26000) e as 10 folhas do mapa topográfico à escala 1:25000 editadas entre 1971 e 1994 pelo IGeoE (Instituto Geográfico do Exército) que enquadram o estuário do Sado.

As restantes cartas batimétricas, editadas em 1979, 1968 e 1930 foram utilizadas para caracterizar o estuário no passado recente e para, por comparação com as cartas mais recentes, avaliar as alterações morfológicas ocorridas.

## **2.3 Métodos**

Após ter sido feita a rasterização das cartas, todo o trabalho decorreu no ambiente do sistema de informação geográfica (SIG) ArcView versão 3.2.

A informação batimétrica das cartas (curvas de nível, pontos cotados e diagramas de compilação) foi vectorizada e utilizada para interpolar modelos digitais da elevação do terreno (MDE's). Por comparação da informação vectorizada e dos MDE's (ou superfícies) gerados, avaliaram-se as alterações ocorridas na batimetria e na linha de costa, durante o período de tempo correspondente a cada par de cartas com datas consecutivas. A Figura 2.7 esquematiza os diversos passos da metodologia utilizada que a seguir se descrevem.

### **2.3.1 Rasterização, georeferenciação e vectorização de mapas**

As cartas batimétricas foram rasterizadas utilizando um *scanner* de rolos com uma resolução de 300 dpi (*dot per inch*) e uma paleta de cor em escala de cinzentos (*grayscale*) a 8 bytes. As imagens resultantes foram gravadas em ficheiros no formato TIFF (*tagged image file format*), tendo-se realizado ajustes nas paletas de cores,



brilho e contraste das imagens de forma a melhorar a leitura da informação. Deste modo, obtiveram-se imagens digitais das cartas com uma resolução, expressa em termos de tamanhos de *pixel*, que variou entre 1,7 m a 13,0 m de acordo com a escala da carta, (Tabela 2.4).

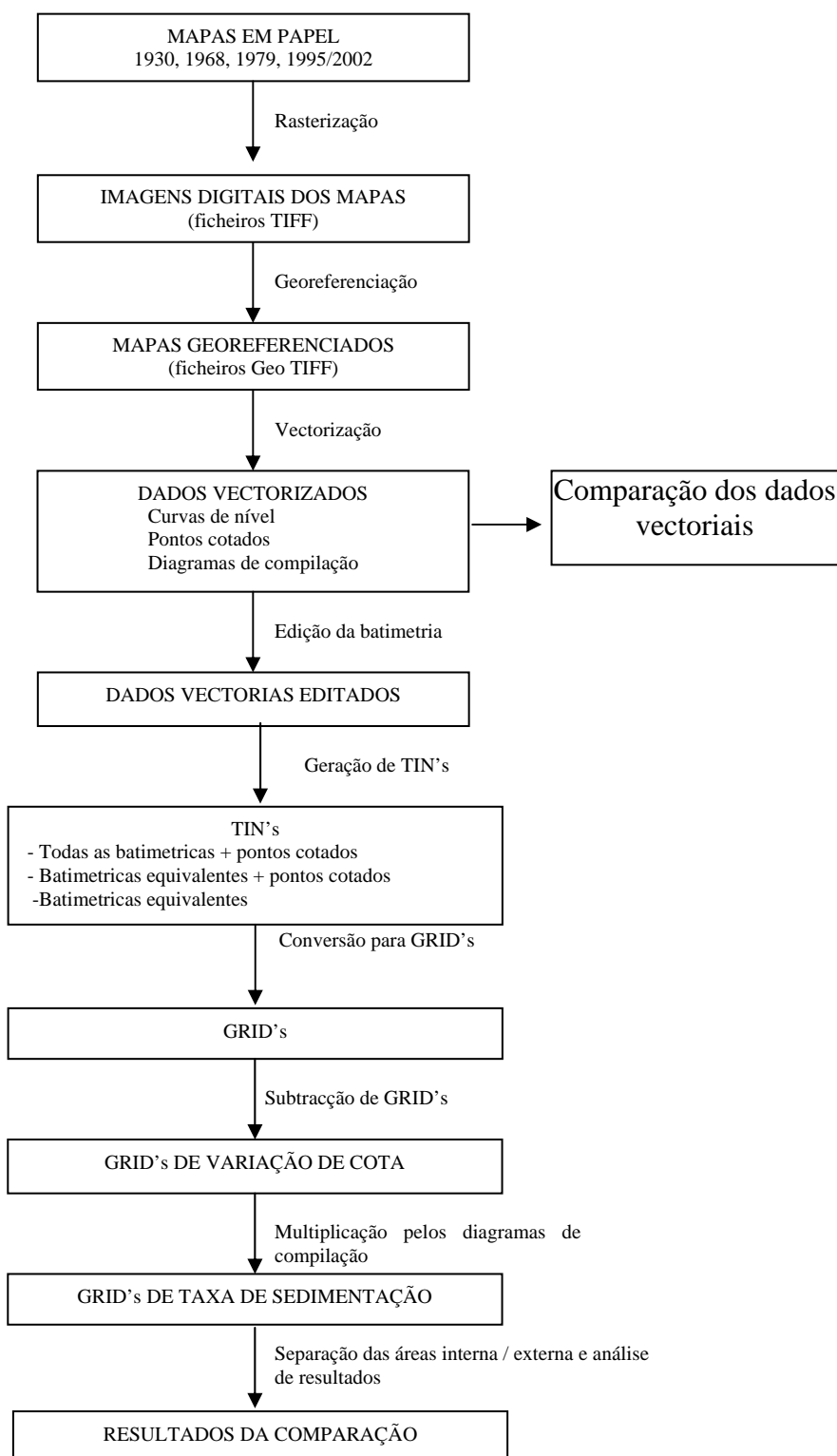


Figura 2.7– Esquema do procedimento utilizado para a comparação cartográfica feita a partir de cartas em papel. Os acrónimos “TIN” e “GRID” referem-se a modelos digitais de terreno representados por redes triangulares irregulares (*triangulated irregular network*) e por grelhas quadrangulares regulares, respectivamente.

O mau estado de conservação das cartas, especialmente das mais antigas, e o processo de rasterização utilizado, fez com que as imagens digitais que se obtiveram das cartas em papel se encontrassem deformadas. Para minimizar os efeitos desta deformação optou-se por utilizar um polinómio de 3º grau para a georeferenciação das imagens. A vantagem de utilizar um polinómio de grau mais elevado é a sua capacidade de transformar a imagem integrando alterações de escala, translações, rotações e efeitos de obliquidade, conseguindo-se assim obter geralmente pequenos erros na proximidade dos pontos de referência utilizados. A desvantagem deste tipo de polinómio é que podem ser introduzidas distorções importantes, que tendem a ser tanto maiores quanto maior for a distância aos pontos de referência utilizados. Essa potencial desvantagem foi minimizada através da utilização de uma grelha regular de pontos de referência, tão próximos quanto possível, e cobrindo toda a área de interesse das cartas a georeferenciar (Tabela 2.4).

Quando se pretende georeferenciar vários mapas de uma mesma zona, podem-se utilizar 2 métodos alternativos. 1) Georeferenciação relativa - em que se usa um dos mapas como padrão, georeferenciando-se os restantes mapas em relação ao primeiro utilizando pontos de referência que sejam comuns (ex. casas, estradas, vértices geodésicos,...); 2) Georeferenciação independente - em que se georeferencia cada um dos mapas utilizando as coordenadas de pontos de referência no mapa, independentemente de serem ou não pontos comuns aos outros mapas, (ex. grelha de coordenadas, vértices geodésicos,...). Os pontos de referência comuns às várias cartas do estuário utilizadas situam-se essencialmente ao longo da faixa costeira que, no intervalo de tempo considerado, sofreu modificações importantes. Grande parte da área de interesse das cartas encontra-se submersa não se dispondo portanto de quaisquer pontos de referência comuns nessa área. Deste modo, utilizando uma georeferenciação relativa das cartas não só haveria poucos pontos de referência fiáveis, como também, não haveria qualquer controle do que se estava a passar em termos de deformação das imagens no interior do corpo estuarino, onde não existem quaisquer referências. Optou-se por isso por georeferenciar todas as cartas de uma forma independente, utilizando as respectivas grelhas de coordenadas e os vértices geodésicos assinalados como pontos de referência (Figura 2.8).

As imagens foram georeferenciadas recorrendo à extensão *Smartimage*, do sistema de informação geográfica (ArcView). Como sistema de referência comum para todos os mapas, utilizaram-se coordenadas métricas do sistema Hayford-Gauss, Elipsóide Internacional, Datum de Lisboa, com origem no ponto fictício Dx=200km e Dy=300km (usualmente conhecidas por coordenadas militares).

As cartas de 2002 e 1995 dispõem de uma grelha de coordenadas auxiliar no sistema utilizado (impressa na margem do mapa), pelo que, não foi necessário proceder a nenhuma transformação de coordenadas. Nas cartas mais antigas, utilizou-se o SIG para converter as coordenadas geográficas, da grelha impressa na carta, para o sistema de coordenadas utilizado na georeferenciação.

Os erros associados ao processo de georeferenciação foram avaliados por dois métodos. Primeiro, durante o processo de georeferenciação, pelos valores de RMS (*Root Mean Square*) indicados pelo SIG para cada ponto de referência (*link*) utilizado; em segundo lugar, após a conclusão do processo de georeferenciação, por comparação das coordenadas publicadas dos vértices geodésicos com as coordenadas lidas directamente nas cartas já georeferenciadas, (Tabela 2.4).

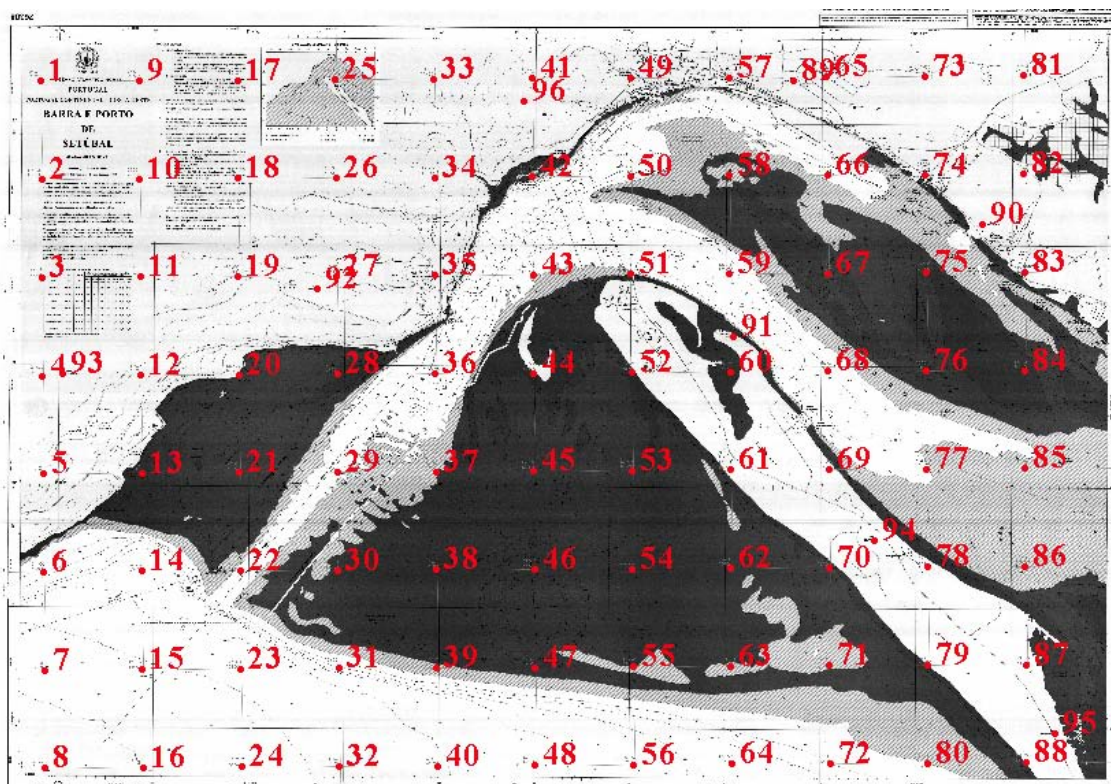


Figura 2.8 – Exemplo dos pontos utilizados para georeferênciação (links) da carta batimétrica de 2002.

Tabela 2.4 - Dados, em metros, sobre as condições iniciais, número e tipo de pontos de referência utilizados e erros do processo de georeferênciação das cartas.

Cartas	Condições iniciais		Nº de pontos de referência utilizados			Erros de georeferênciação dos mapas			
	Tamanho Transformação		Grelha de coordenadas	Vértices geodésicos	Total de pontos	RMS		Vértices Geodésicos	
	do pixel	coordenadas				Médio	Máximo	Médio	Máximo
2002	1.7	Não	88	8	96	1.20	5.70	3.91	6.60
1995	1.8	Não	88	8	96	3.26	17.06	7.53	15.60
1979	2.1	Sim	60	10	70	2.89	7.71	4.50	10.5
1968	2.1	Sim	70	10	80	3.47	11.64	5.38	12.10
1930	13.0	Sim	29	0	29	9.19	22.10	56.85	86.90
Média	(todos os dados em metros)					4.00	12.84	15.63	26.34

Após a rasterização e a georeferênciação das cartas utilizou-se o SIG ArcView para vectorizar a informação batimétrica existentes em cada uma das cartas, representada sob a forma de curvas de nível e pontos cotados (Tabela 2.5 e Figura 2.9). Sempre que se encontrava disponível, foi também vectorizada a informação dos diagramas de compilação, onde se identificam as áreas correspondentes aos levantamentos realizados em diferentes datas (Figura 2.10).

Tabela 2.5 – Elementos vectorizados em cada uma das cartas utilizadas.

	Cartas	1995/2002	1979	1968	1930
Batimétricas (ZH)	-2	X	X	X	X
	0	X	X	X	X
	2	X	---	---	---
	5	X	X	X	X
	10	X	X	X	X
	15	X	---	---	---
	20	X	X	X	X
	30	X	X	---	---
	40	X	---	---	---
	50	X	X	X	X
	60	X	---	---	---
	70	X	---	---	---
Nº de pontos cotados		1914	1807	2191	335

X = Batimétrica representada --- = Batimétrica não representada

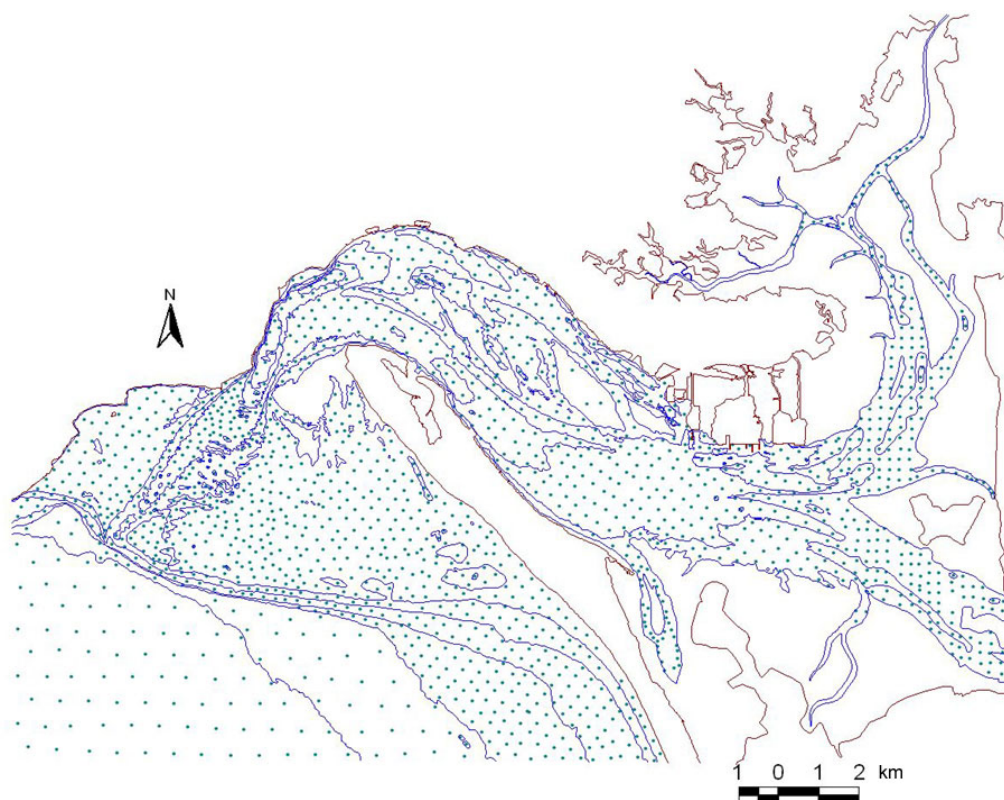


Figura 2.9 – Exemplo da informação vectorizada a partir das cartas batimétricas. Carta de 1979 com curvas batimétricas e pontos cotados assinalados a azul e verde, respectivamente.

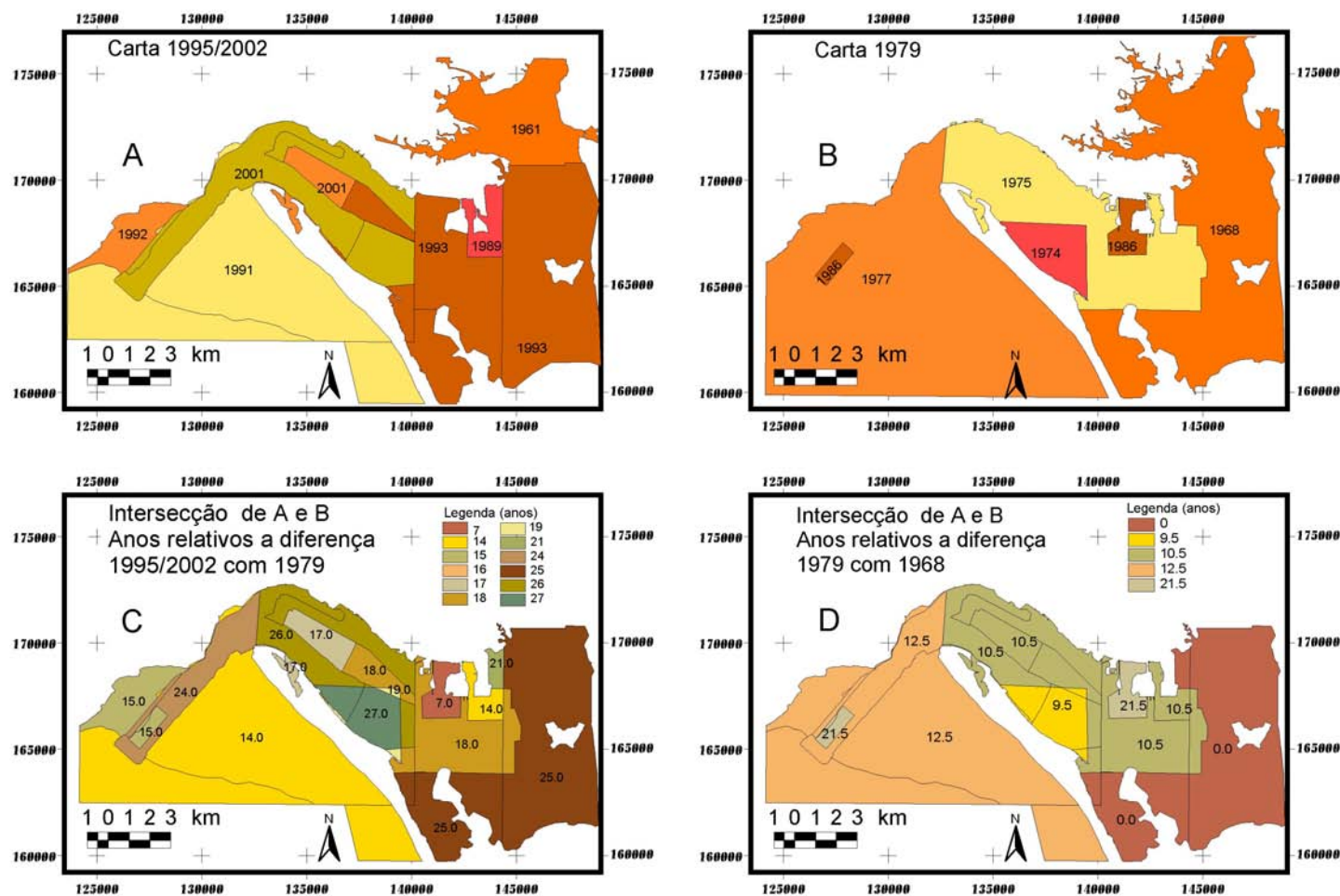


Figura 2.10 – Diagramas de compilação das cartas identificando as datas (anos) de aquisição dos dados. A, cartas de 1995/2002; B, carta de 1979; C, intersecção de A e B com indicação dos intervalos de tempo entre 1995/2002-1979; D, intersecção de A e B com indicação dos intervalos de tempo entre 1979-1961/1968, considerando uma data intermédia para a carta 1961/1968..



### 2.3.2 Geração dos modelos digitais de terreno

Face as funcionalidades disponibilizadas pelos sistemas de informação geográfica, existem diversas vantagens em utilizar modelos digitais da elevação do terreno (MDE's) para complementar a representação da morfologia do terreno, feita classicamente com curvas de nível (ou batimétricas) e pontos cotados.

Os MDE's embora sejam constituídos por unidades discretas (células) permitem que o relevo seja representado de uma forma mais contínua do que com as curvas de nível. Acrescendo ainda que, por manipulação das legendas utilizadas nos MDE's, se pode facilmente evidenciar os intervalos altimétricos pretendidos. A grande vantagem da utilização de MDE's advém no entanto do facto de estes serem modelos numéricos do terreno, permitindo por isso que se façam análises numéricas do terreno modelado. Incluindo-se nomeadamente nessas análises a geração de novas superfícies (e.g. mapas de declives) e a comparação de superfícies.

No presente trabalho foram utilizados MDE's para a execução de duas tarefas. 1ª) Caracterizar a morfologia da bacia estuarina e avaliar a sua evolução recente e 2ª) Estimar o volume actual e as recentes variações de volume do prisma de maré, espaço de acomodação e delta de vazante do estuário. Para isso foram criados os seguintes tipos de MDE's:

- 1) Modelo geral de enquadramento do estuário (com células de 25 m), gerado com os dados batimétricos mais recentes e os dados das cartas topográficas envolventes do estuário. Utilizado para a caracterização da morfologia estuarina e para a estimação do volume acima do nível médio do mar do prisma de maré e do espaço de acomodação.
- 2) Modelos batimétricos (com células de 5 m) de cada uma das cartas batimétricas consideradas (1930, 1968, 1979 e 1995/202), gerados utilizando todos os dados das cartas (linhas batimétricas e pontos cotados). Estes modelos foram utilizados para a caracterização da morfologia e para a estimação do volume abaixo do nível médio do mar do prisma de maré e do espaço de acomodação.
- 3) Dois tipos de modelos batimétricos simplificados (com células de 5 m) de cada uma das cartas batimétricas consideradas. Modelos gerados utilizando apenas as curvas batimétricas comuns a cada par de cartas a comparar (batimétricas equivalentes) e modelos gerados utilizando essas mesmas curvas batimétricas e os pontos cotados. Estes modelos foram utilizados para, por comparação (subtração de pares de modelos), avaliar as alterações morfológicas recentes da bacia estuarina.
- 4) Modelos do delta de vazante "residual" do estuário (com células de 5 m) gerados a partir das curvas batimétricas das cartas de 1930 e 1995. Estes modelos foram gerados utilizando uma metodologia diferente e serviram para complementar a caracterização do delta de vazante do estuário e estimar o seu volume nos dois períodos considerados.

O SIG Arcview dispõe de várias ferramentas que permitem gerar um modelo digital de terreno por interpolação de dados em formato vectorial. As funções do tipo *Spline* (superfícies de curvatura mínima) e *IDW* (superfícies de ponderação com o inverso da distância - *Inverse Distance Weighted*) produzem MDE's em que a superfície (do tipo *GRID*) é representada por uma grelha de células com um valor de cota associado a

cada célula. As superfícies do tipo *TIN* (*Triangulated Irregular Network*), correspondem a uma forma de interpolar e representar superfícies em que se utiliza um conjunto de triângulos irregulares, justapostos sem se sobreporem, que cobrem toda a área analisada. É atribuído um valor de cota a cada vértice dos triângulos (nó), sendo o valor entre nós interpolado linearmente ao longo dos lados de cada um dos triângulos. Utilizando *Scripts* ou extensões do SIG ArcView podem-se ainda utilizar e customizar outros métodos de interpolação.

Foram testadas diversas formas de gerar superfícies do tipo *GRID*, utilizando quer as funções *Spline* e *IDW* do SIG ArcView, quer *scripts* e extensões disponibilizados na Internet para este SIG. No entanto, em virtude da complexidade da morfologia local, a heterogeneidade na densidade de informação dos dados e das diversas rupturas de declive existentes, não se obtiveram resultados satisfatórios com estas funções. As grelhas (*GRID*'s) obtidas continham erros nas zonas de quebras de declive (e.g. prolongamento de estruturas portuárias para o interior do estuário) e nas zonas com uma menor densidade de dados surgiam frequentemente artefactos gerados por erros de interpolação. A fim de obviar os problemas de interpolação das superfícies sem recorrer a polinómios complexos que implicam uma complicada parametrização e difícil interpretação de resultados, optou-se por gerar as superfícies batimétricas aplicando uma metodologia simples de interpolação linear que tem as vantagens de ser expedita e de facilitar a interpretação dos resultados.

Excepcionalmente os MDE produzidos para estimar o volume do delta de vazante do estuário, todos os restantes foram produzidos utilizando a mesma metodologia, diferenciando-se apenas pela resolução (tamanho de célula), e pelos dados a partir dos quais os modelos foram interpolados.

As superfícies batimétricas (ou modelos digitais de terreno) foram produzidas por geração de uma superfície do tipo *TIN* que posteriormente se converteu para o formato de grelha (*GRID*). Os modelos digitais de terreno assim gerados têm as desvantagens normalmente associadas a uma *TIN*, nomeadamente uma má definição de talvegues e linhas de cumeada. No entanto, considerou-se que apesar dessas limitações, as superfícies geradas por este tipo de modelo apresentam menos artefactos que as superfícies geradas directamente para o formato grelha (*GRID*), sendo portanto mais vantajosa a utilização de modelos do tipo *TIN* para a geração de superfícies.

Na geração de uma *TIN* é possível incorporar directamente dados vectoriais nos formatos ponto, linha e polígono. Nas *TIN*'s, produzidas para cada uma das cartas batimétricas, utilizaram-se as curvas de nível (linha de costa e batimétricas) em formato linha (*hard breaklines*), os pontos cotados em formato ponto (*mass point*), e um polígono de corte (*hard clip*) para delimitar a área útil de interpolação (Figura 2.11).

Em todas as superfícies geradas utilizou-se como nível de referência o nível médio do mar (NM). Nas cartas utilizadas as profundidades (sondas) vêm referidas ao zero hidrográfico (ZH) que, na zona do estuário do Sado, é definido actualmente como estando 2 metros abaixo do NM. Na transformação das profundidades referidas ao ZH para o NM, não foram consideradas alterações nestes dois níveis de referência, excepto para a carta de 1930 em que o ZH é definido a 2,20 m abaixo do NM.

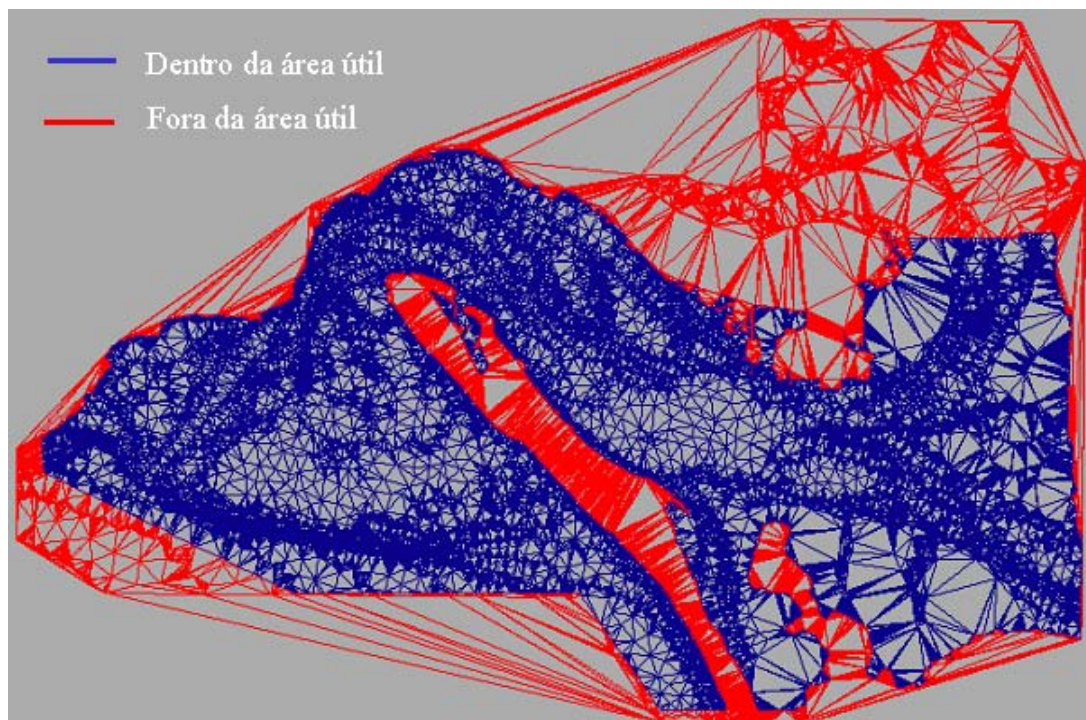


Figura 2.11 - Triangulação da superfície tipo *Tin* gerada para a carta de 2002/1995.

Em zonas de declive acentuado, algumas curvas batimétricas terminam contra outras curvas de nível. Constatou-se que estas batimétricas não fechadas, por vezes, produziam artefactos nas superfícies geradas. Para obviar esse problema os dados batimétricos vectorizados foram editados de forma a corrigir os erros de interpolação identificados. Nas zonas em que se detectaram artefactos deste tipo, as linhas batimétricas abertas foram prolongadas até ao limite da área interpolada. As batimétricas prolongadas foram desenhadas paralelamente à linha de encontra a qual terminavam, mantendo um afastamento desta aproximadamente igual ao espaçamento das células da grelha a criar (5 m).

Como as cartas batimétricas utilizadas foram produzidas em diferentes épocas e com diferentes escalas, apresentam também diferentes níveis de detalhe. Um dos efeitos visíveis dessas diferenças de detalhe é a representação de menos linhas batimétricas nas cartas mais antigas (Tabela 2.5). Para que os MDE criados pudessem ser comparáveis, foi necessário desprezar alguma da informação presente nas cartas mais recentes, considerando-se assim, para a geração dos MDE, apenas as linhas batimétricas que eram comuns a cada par de cartas que se pretendia comparar. Este procedimento implicou que fosse necessário produzir diferentes MDE's para a mesma carta, de forma a obter representações da batimetria das cartas mais antigas e mais recentes que fossem comparáveis entre si (referidas adiante por batimétricas equivalentes). Foi por exemplo, o caso da carta de 1979, para qual foram produzidos dois MDE. Um primeiro considerando todas as suas batimétricas, que se utilizou para a comparação com a superfície de 1995/2002, e um segundo em que se excluiu a batimétrica dos 30m, para que fosse comparável com a carta de 1968, em que essa linha batimétrica não é representada.

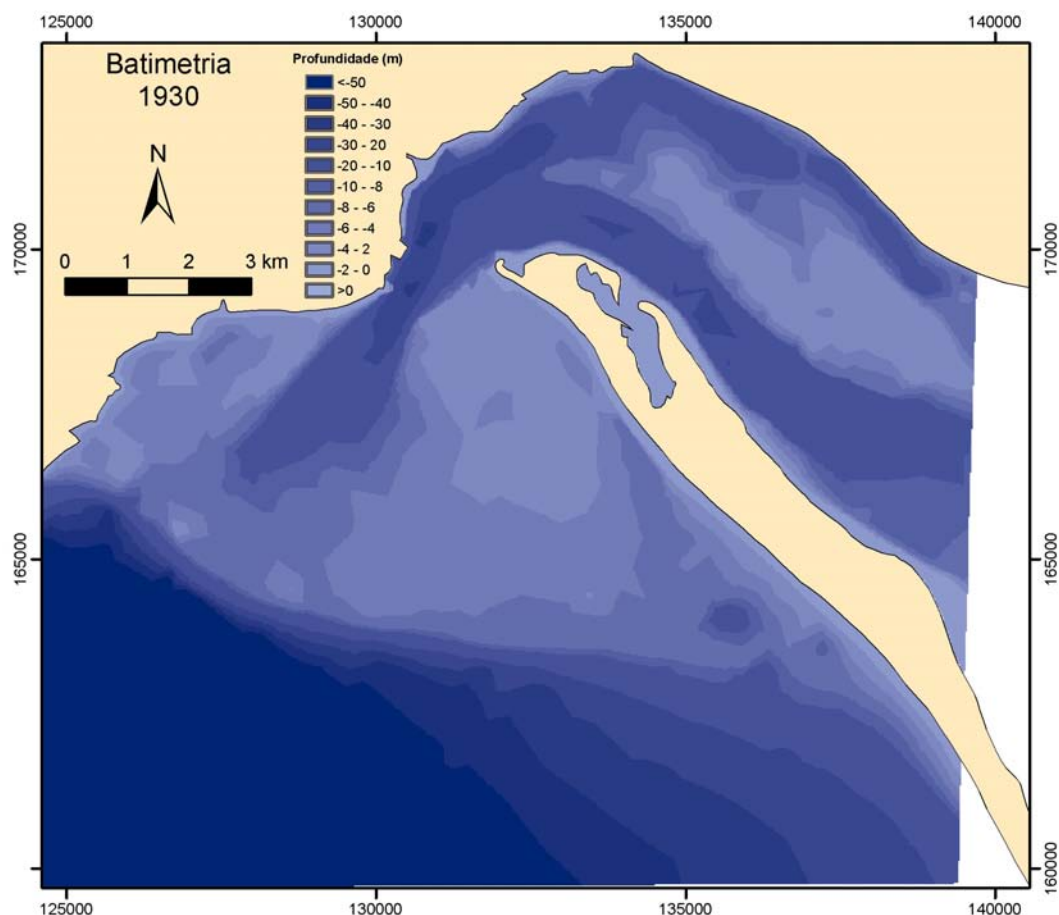
A utilização dos pontos cotados na interpolação de superfícies pode, nalguns casos, ser contraproducente, particularmente quando a densidade dos dados é baixa. Nesses



casos, um único ponto pode conduzir à geração de uma elevação ou depressão com formas e dimensões muito diferentes da realidade. Para avaliar esses efeitos foi ainda gerado um conjunto de superfícies em que não se consideraram os pontos cotados, tendo-se portanto utilizado exclusivamente as curvas de nível como dados altimétricos.

Após terem sido criadas as superfícies do tipo *TIN* procedeu-se à sua conversão para superfícies do tipo *GRID*. Esta transformação é feita de modo a que o valor central das células da grelha regular (*GRID*) seja interpolado linearmente a partir dos vértices ou nós da *TIN*. As grelhas foram criadas utilizando células quadrangulares com 5 m de lado. A qualidade dos modelos digitais de terreno finais foi avaliada por comparação com os dados originais e através da produção de mapas de declives e de perfis. Nas Figura 2.12 a Figura 2.15 apresentam-se as superfícies que foram interpoladas a partir das cartas batimétricas utilizando todos os seus dados.

No MDE de enquadramento do estuário incluíram-se os dados altimétricos retirados das cartas topográficas, o que permitiu alargar a área coberta pelo modelo considerando apenas os dados da batimetria. Este modelo de enquadramento foi gerado com um tamanho de célula de 25 m, utilizando a mesma metodologia que nos anteriores e dando-se preferência aos dados batimétricos sempre que havia sobreposição destes com os dados altimétricos provenientes das cartas topográficas



(Figura 2.1).

Figura 2.12 – Modelo digital de terreno da batimetria em 1930. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, da carta batimétrica de 1930.

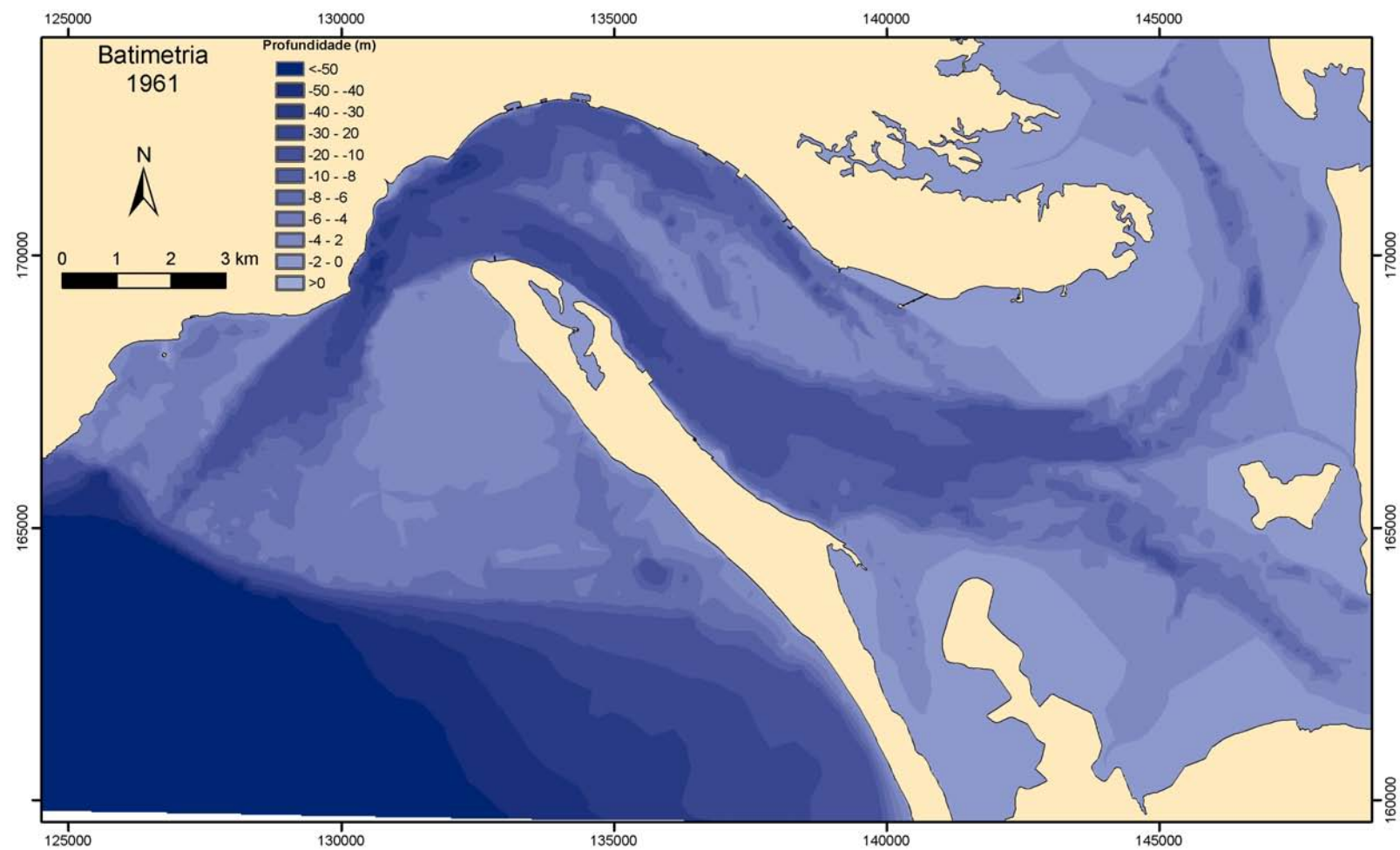


Figura 2.13 – Modelo digital de terreno da batimetria em 1961. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, da carta batimétrica de 1961.

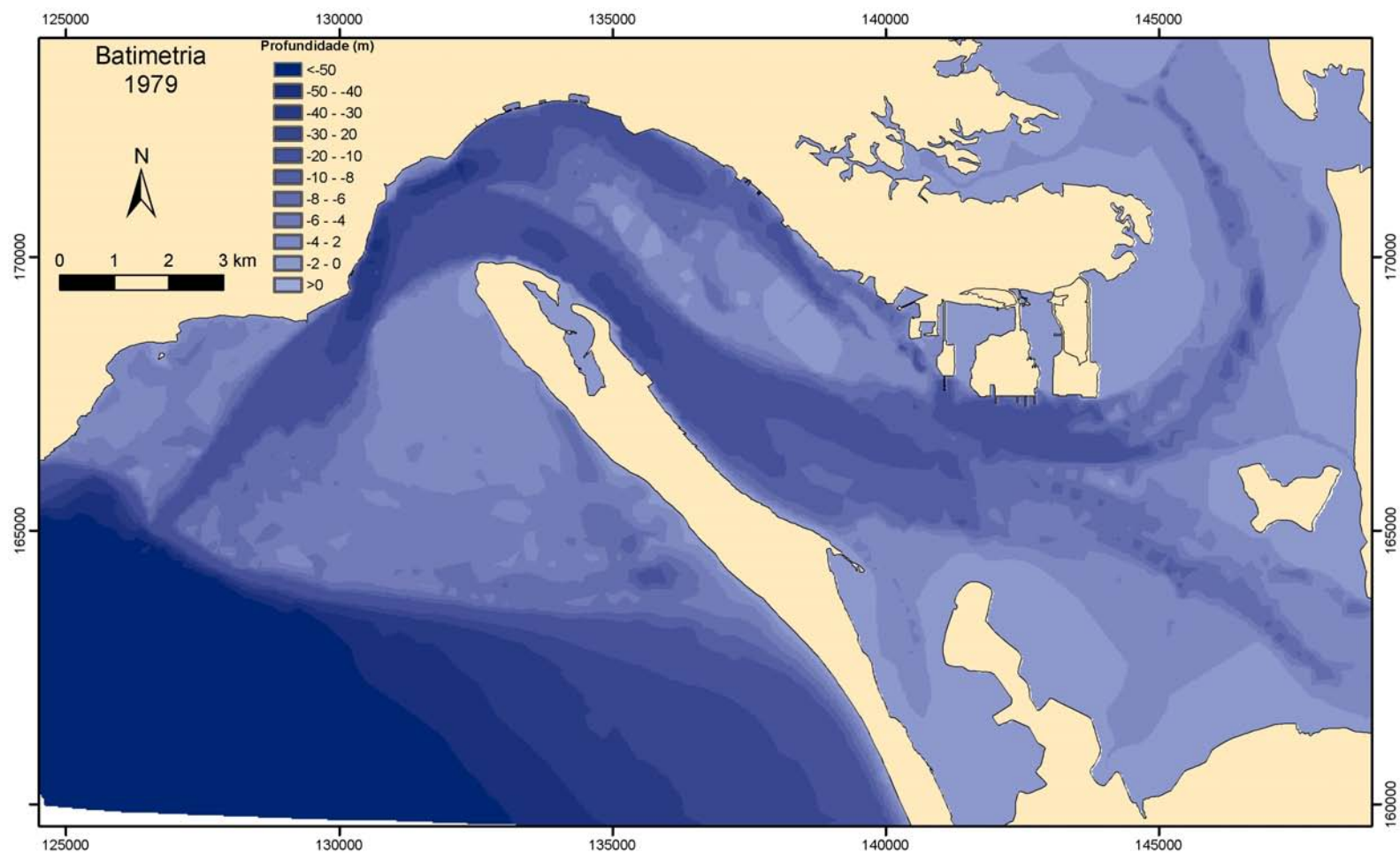


Figura 2.14 - Modelo digital de terreno da batimetria em 1979. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, da carta batimétrica de 1979.

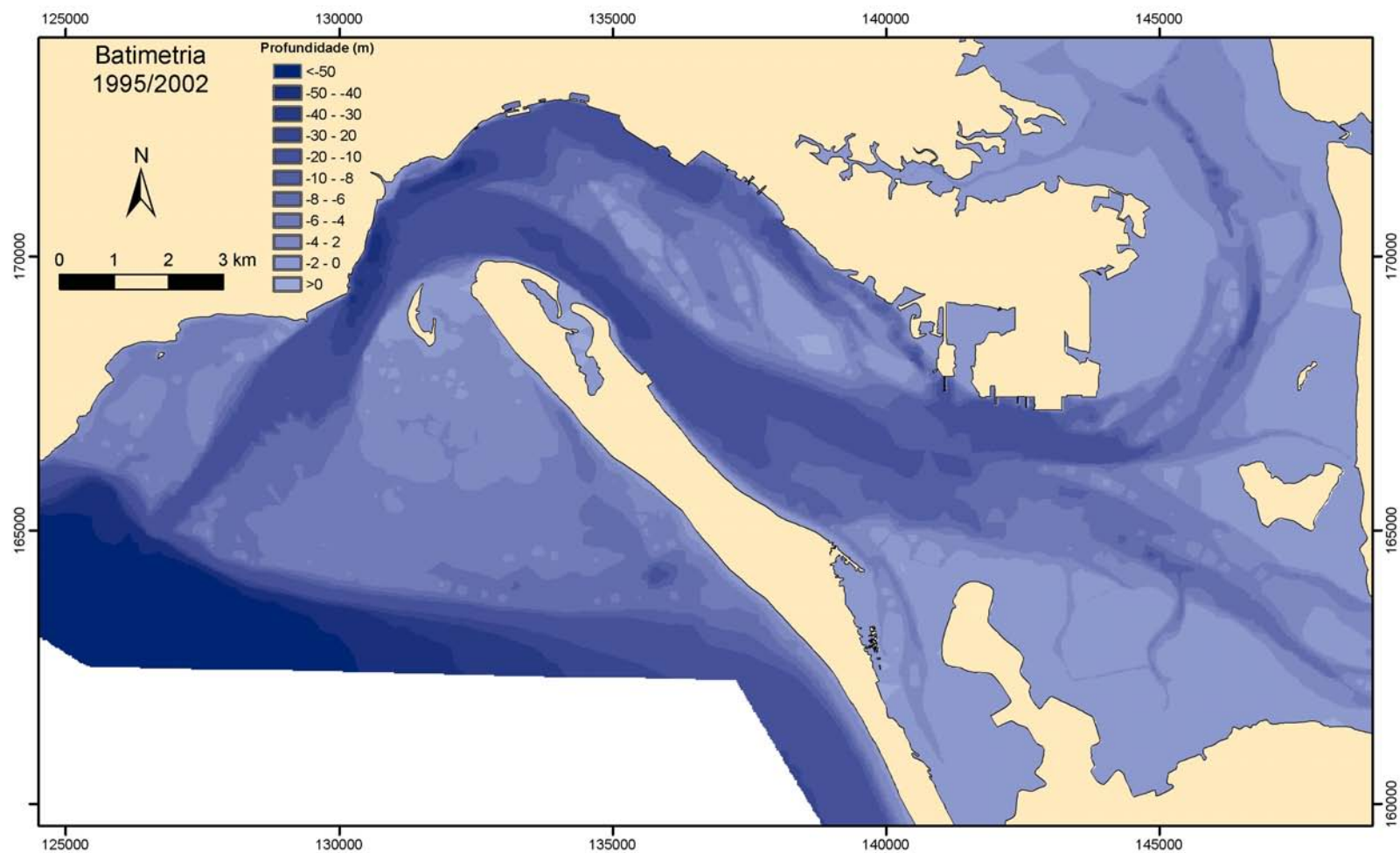


Figura 2.15 - Modelo digital de terreno da batimetria em 1995/2002. Superfície gerada utilizando todos os dados altimétricos, curvas de nível e pontos cotados, das cartas batimétricas de 1995 e 2002.

### **2.3.2.1 Modelos digitais de terreno do delta de vazante**

A análise da forma e volume do delta de vazante do estuário foi feita para as cartas batimétricas de 2002 e 1930 utilizando uma metodologia semelhante as propostas por (Dean e Walton, 1975) e Hicks & Hume (1996). Esta metodologia envolve a criação de dois modelos digitais de terreno, um representando a superfície batimétrica do delta e outro representando uma superfície inferida correspondente à base do delta (ou seja, a superfície sobre a qual se instalou o delta). Por subtração destas duas superfícies obtém-se uma nova superfície representando o “delta residual”, a partir da qual é possível determinar a espessura de sedimentos, volume e parâmetros de forma do delta.

Para produzir o MDE representando a base do delta desenharam-se linhas batimétricas interpretadas do que se julga ser a superfície batimétrica sobre a qual se desenvolveu o delta. A interpretação da batimetria sem delta foi feita partindo das linhas batimétricas originais da área envolvente que, mantendo o seu “andamento”, foram prolongadas através da zona do delta imaginado que este não existia.

A partir das linhas batimétricas originais e das interpretadas foram produzidos dois modelos digitais de terreno com células regulares de 5 m, correspondentes as situações com e sem delta, respectivamente. As duas superfícies foram interpoladas exclusivamente a partir das curvas batimétricas, sem se considerar quaisquer factores de extrapolação, utilizando o SIG Arcview com a extensão “*Contour Gridder*” de Jan Stuckens, (versão 1, de 15 de Jan. de 2003). Por subtração destas superfícies obteve-se o modelo digital de terreno pretendido representando o delta de vazante residual.

### **2.3.3 Prismas de maré e espaço de acomodação**

As correntes de maré contam-se entre os mecanismos forçadores que podem ser mais importantes na modelação da morfologia estuarina. No caso do estuário do Sado as correntes de maré são particularmente importantes dado que face aos reduzidos caudais do rio a hidrodinâmica estuarina é dominada pela maré. Para avaliar a variação do prisma de maré e do espaço de acomodação do estuário do Sado utilizaram-se as superfícies batimétricas digitais criadas a partir das cartas batimétricas históricas analisadas na comparação morfológica.

O prisma de maré é o volume de água trocado entre um estuário (ou lagoa) e o mar durante um ciclo de maré. Corresponde portanto, à diferença do volume de água contido na bacia estuarina entre a preia-mar e a baixa-mar (ESA, 1993)

O espaço de acomodação corresponde ao volume máximo disponível para a acumulação de sedimentos no estuário e pode ser definido como o volume compreendido entre a superfície do leito do estuário e o nível de preia-mar (Balson, 2000).

Os três principais factores que contribuem para as variações de volume de água contido numa bacia estuarina são as variações do nível do mar, as taxas de sedimentação e as alterações morfológicas do estuário (Burningham e French, 2006). Estes três factores estão fortemente interligados, existindo relações de “*feedback*” entre eles que dificultam a determinação das relações de causa efeito e a avaliação das contribuições individuais de cada um.

O hidrodinamismo da circulação estuarina condiciona a morfologia do estuário, particularmente da zona da barra que estabelece a comunicação entre o estuário e o mar. A consistência desse controle hidrodinâmico permitiu o estabelecimento de relações empíricas entre parâmetros hidrodinâmicos, nomeadamente o prisma de maré, e as dimensões de elementos morfológicos. Burningham e French (2006) fazem uma revisão de algumas dessas relações empíricas, nomeadamente as estabelecidas entre prisma de maré, a área da secção da barra e o volume do delta de vazante. A aplicação destas relações empíricas permite que a partir das dimensões do canal da barra, que podem ser inferidas através da batimetria de mapas históricos, se possa avaliar como variou o prisma de maré no passado. Nesse sentido testou-se a aplicabilidade de algumas destas relações ao caso do estuário do Sado.

Os modelos digitais de elevação (MDE's) da superfície batimétrica do estuário com células quadrangulares de 5m, produzidos a partir das linhas batimétricas e pontos cotados dos mapas editados em 1995/2002, 1979 e 1968 (Figura 2.13 a Figura 2.15), constituíram o ponto de partida para a estimativa da variação do prisma de maré e espaço de acomodação do estuário do Sado.

Considerou-se que as alturas de maré medidas no marégrafo de Tróia, junto a embocadura do estuário, seriam representativas de todo o estuário, (Tabela 2.6). O empolamento dos níveis de maré que ocorre para o interior do estuário e eventuais variações da maré que possam ter ocorrido durante o período de tempo estudado (1968 a 2002) não foram contabilizadas, já que se considerou que a sua contribuição para as variações do prisma de maré deverá ser inferior à margem de erro dos procedimentos utilizados.

Tabela 2.6 - Amplitudes e alturas de maré acima do zero hidrográfico (ZH) medidas em várias estações maregráficas do estuário do Sado. Utilizaram-se os dados do marégrafo de Tróia (a sombreado) nos cálculos dos prismas de maré. PMmáx - Preia-mar máxima, PMav - preia-mar de águas vivas, PMam - preia-mar de águas mortas, BMam - baixa-mar de águas mortas, BMav - baixa-mar de águas vivas, BMmin - baixa-mar mínima e NM - nível médio do mar adoptado. Amplitudes de maré: Max – máxima, AV – em águas vivas, AM – em águas mortas. Tabela adaptada da carta nº 26308 editada em 2002 pelo Instituto Hidrográfico.

Local	Alturas de maré							Amplitudes de maré		
	PMmáx	PMav	PMam	NM	BMam	BMav	BMmin	Máx	AV	AM
Sesimbra	3,8	3,3	2,6	2	1,3	0,6	0,1	3,7	2,7	1,3
Baliza nº4	3,8	3,3	2,6	2	1,3	0,6	0,2	3,6	2,7	1,3
Outão	3,8	3,3	2,6	2	1,3	0,6	0,1	3,7	2,7	1,3
Tróia	3,9	3,3	2,6	2	1,3	0,6	0	3,9	2,7	1,3
Cais Comercial	3,8	3,3	2,6	2	1,3	0,6	0,1	3,7	2,7	1,3
Desmagnetização	4	3,5	2,7	2,1	1,4	0,6	0,1	3,9	2,9	1,3
Setenave	4	3,5	2,8	2,1	1,4	0,6	0,1	3,9	2,9	1,4

A metodologia utilizada para avaliar o volume dos prismas de maré baseou-se na comparação de 2 superfícies digitais (designadas por: Grid\_bm e Grid\_pm) representativas do estuário nas situações de baixa-mar (BM) e preia-mar (PM). Foram produzidos pares destas superfícies para cada um dos três modelos digitais de terreno iniciais, reclassificando-os de acordo com as cotas pretendidas. A superfície de baixa-mar (Grid\_bm) obteve-se atribuindo a cota de BM a todas as células do MDE inicial cujas cotas eram inferiores ao nível da BM. Para obter a superfície de preia-mar (Grid\_pm), reclassificaram-se todas as células do MDE inicial para a cota de PM,



obtendo-se assim uma superfície plana definida a essa cota. Através da função “Cut Fill” do SIG ArcView determinou-se a diferença de volume entre as 2 superfícies geradas (Grid\_bm e Grid\_pm), obtendo-se assim uma estimativa do prisma de maré, (Figura 2.16).

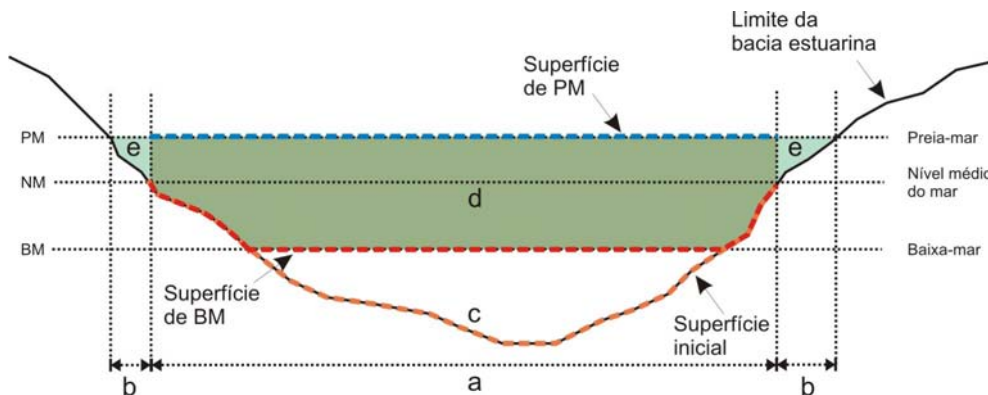


Figura 2.16 - Esquema da bacia estuarina em corte representando as 3 superfícies modeladas: Superfície batimétrica inicial, superfície de PM (Grid\_pm) e superfície de BM (Grid\_bm). a - Área planar da superfície batimétrica; b - Área planar acima do NM; c - Volume submareal; d - volume do prisma de maré calculado com a superfície batimétrica; e - volume do prisma de maré da área acima do NM (área b). Volume total do prisma de maré = d+e; volume do espaço de acomodação = c+d+e.

Os modelos digitais de terreno utilizados apenas modelam a morfologia da bacia estuarina para cotas inferiores a linha de costa, ou seja, para cotas inferiores ao nível médio do mar. Pelo que, o volume correspondente à área inundada acima da linha de costa não é considerado nos cálculos do prisma de maré (Figura 2.16). Para avaliar o volume do prisma que é desprezado por não considerar essa área, recorreu-se a dados topográficos dos mapas do IGeoE (Instituto Geográfico do Exército) à escala 1:25.000. A área limítrofe do estuário é coberta por 10 mapas topográficos do IGeoE, com datas de edição que variam entre 1971 e 1994. Utilizaram-se estes dados topográficos para alargar o modelo digital de terreno do mapa 1995/2002 de forma a abranger toda a área inundável. Deste procedimento resultou a determinação de um volume adicional de  $42 \text{ m}^3 \times 10^6$  correspondente à área inundável acima do NM, que se denominou como factor de correcção topográfica. Como não foi possível dispor de dados topográficos relativos aos três períodos analisados (1968, 1979 e 1995/2002) e os dados topográficos disponíveis são diacrónicos (variando de 1971 a 1994), assumiu-se que para as superfícies batimétricas de 1979 e 1968 se manteria o mesmo acréscimo no prisma de maré que se obteve com a inclusão dos dados topográficos na superfície de 1995/2002. Deste modo, aos volumes do prisma de maré calculados para estas duas primeiras superfícies foi adicionado um factor de correcção topográfica (correcção topogra.) de  $42 \text{ m}^3 \times 10^6$  (Tabela 2.18).

Apesar da inclusão dos dados dos mapas topográficos, existem zonas afectadas pela maré que não são abrangidas pelos modelos digitais de terreno, nomeadamente as zonas superiores dos canais de Alcácer e da Marateca. Pelo que, os volumes do prisma de maré obtidos são valores calculados por defeito. No entanto, esse erro deverá ser pouco significativo uma vez que a volumetria das zonas superiores destes canais é muito pequena face à volumetria da restante zona intermareal do estuário. A volumetria estimada para a zona a montante de Álcacer do Sal do canal de Álcacer (o maior dos dois canais) é de aproximadamente  $750000 \text{ m}^3$  o que representa menos de 0,4 % do prisma de maré do estuário.

Utilizando as mesmas superfícies batimétricas e metodologia que se usaram para calcular os prismas de maré, foram também estimados os espaços de acomodação relativos a cada um dos três MDE's em situação de mares vivas.

### **2.3.4 Descrição da morfologia actual do estuário**

Com base em critérios morfológicos individualizaram-se dois domínios no estuário do Sado. Um domínio interno que corresponde à área estuarina a montante da barra e um domínio externo que corresponde à área da plataforma próxima onde se desenvolve o delta de vazante do estuário.

A posição da linha que representa a barra do estuário e separa o domínio interno do externo, foi escolhida segundo uma solução de compromisso contemplando as várias cartas utilizadas, para que, por um lado correspondesse à secção de menor área do canal e, por outro lado, não cortasse as estruturas associadas ao delta de vazante do estuário. Uma vez que para facilitar os procedimentos se optou por esta solução de compromisso a posição escolhida para a barra do estuário não corresponde exactamente à secção de menor área, não sendo por isso a sua área a escolha ideal para estimar os volumes do prisma de maré e do delta de vazante. Foram testadas localizações alternativas para a barra para cada um dos mapas e conclui-se que as diferenças na área da secção das várias barras testadas eram usualmente inferiores a 25%, pelo que se considerou a solução de compromisso adoptada aceitável.

Os principais elementos morfológicos dos domínios estuarinos interno e externo considerados foram identificados e descritos, recorrendo-se para isso à interpretação de fotografias aéreas e dos modelos digitais de elevação (MDE's) produzidos a partir de cartas batimétricas e mapas topográficos.

A partir do modelo digital de terreno da superfície batimétrica do estuário e do respectivo mapa de declives (1ª derivada do MDE) produzidos a partir das cartas batimétricas de 1995/2002 foi feito um esboço geomorfológico do estuário. Neste esboço individualizaram-se os principais domínios morfológicos (canais, bancos arenosos (deltas), planícies de maré (ou tidais) e zonas de transição), utilizando como principais critérios de delimitação as rupturas de declive e os intervalos de profundidade.

Com base na análise das fotografias aéreas e do MDE as estruturas morfológicas dos deltas de maré de enchente e vazante foram identificadas de acordo com a nomenclatura proposta por (Hayes, 1975) (Figura 2.17). O volume do delta de vazante foi estimado por subtracção de MDE's e utilizando equações empíricas referidas em Hicks e Hume (1996).

### **2.3.5 Avaliação das alterações morfológicas recentes**

As técnicas normalmente utilizadas para a construção das cartas batimétricas, levantam vários problemas à utilização destas cartas como fontes de informação para avaliar alterações morfológicas ocorridas (para uma discussão mais detalhadamente deste problema ver Wal e Pye (2003)). Entre esses problemas, destacam-se as diferenças entre as datas e metodologias de colheita dos dados, bem como diferentes escalas, sistemas de projecção e níveis de referência altimétricos (datum vertical ou nível de redução das sondas). Acresce ainda às limitações das cartas batimétricas que ao serem produzidas para servir a navegação, têm em conta preocupações de



segurança que fazem com que a escolha dos dados utilizados e/ou representados, bem como dos métodos de interpolação aplicados, seja feita de modo a minimizar as profundidades. Por outro lado, é dada muito pouca importância às zonas sem acesso à navegação, sendo os dados destas áreas (como por ex. rasos de maré e sapais) escassos e com grandes intervalos de tempo entre as sucessivas actualizações.

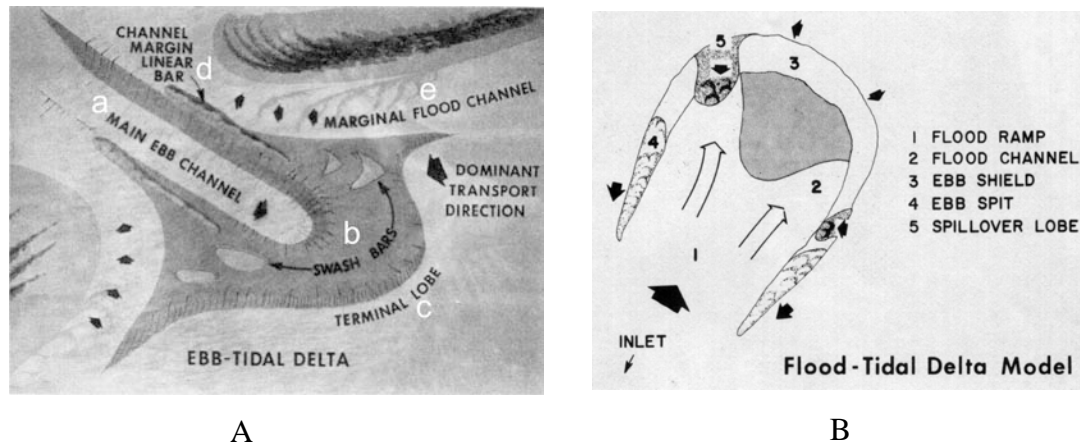


Figura 2.17 – Esquemas e nomenclatura propostos por Hayes, (1975), para os deltas de maré de A - vazante (ebb-tidal delta) e B - enchente (Flood-tidal delta). Figura adaptada de Hayes (1975). Propõe-se a seguinte tradução para a nomenclatura: a-canal de vazante principal; b-barras de espalho; c-lobo terminal; d-barra linear marginal; e-canal marginal de enchente; 1-rampa de enchente; 2-canal de enchente; 3-escudo de vazante; 4-restinga de vazante e 5-lobo de transbordo

No âmbito da avaliação das alterações morfológicas recentes do estuário foram avaliadas as alterações na posição da linha de costa, no fundo (ou superfície batimétrica) da bacia estuarina e por fim as alterações sofridas pelo delta de vazante. Esta avaliação foi feita de uma forma essencialmente qualitativa. No entanto, foram determinados alguns parâmetros quantitativos que, face as limitações dos dados e dos procedimentos utilizados devem ser encarados como valores indicativos da ordem de grandeza e da importância relativa dos parâmetros modelados.

### 2.3.5.1 Posição da linha de costa

Com base nas linhas de costa digitalizadas a partir das várias cartas batimétricas utilizadas foi feita uma análise da variação da posição da linha de costa, estimando-se a variação da área plana do domínio interno do estuário abaixo do nível médio do mar.

Considerou-se como linha de costa a curva de nível à cota 0 m, relativamente ao nível médio do mar (NM) ou à cota -2 m, relativamente ao zero hidrográfico (ZH). Através da comparação das curvas de nível correspondentes à linha de costa, vectorizadas para as diversas cartas, puderam-se avaliar as variações ocorridas na posição da linha de costa e determinar as correspondentes alterações da área estuarina, (Figura 2.27).

Face às limitações, em termos de escala, resolução gráfica e georeferenciação da carta de 1930 a linha de costa vectorizada a partir desta carta tem claramente uma qualidade inferior às das restantes. Por essa razão, esta linha de costa foi utilizada apenas para

estabelecer comparações pontuais e qualitativas com as provenientes das outras cartas. Acresce ainda que a linha de costa vectorizada de 1930 apenas engloba a área da península de Tróia e um troço da margem Norte a jusante da Setnave (Figura 2.2).

Para determinar as variações da área interna do estuário, associadas à modificação da posição da linha de costa nos períodos 1968-1979 e 1979-1995/2002, foram criados polígonos correspondentes a cada uma das linhas de costa vectorizadas. Os limites da área comparada (zonas de fecho dos polígonos) foram definidos, a montante, pelos limites da cobertura dos dados e, a jusante (limite externo), considerou-se a barra do estuário numa posição fixa. Por intersecção dos polígonos assim definidos, foram determinadas as zonas de recuo ou avanço da linha de costa (Figura 2.28, Figura 2.29, Tabela 2.7 e Tabela 2.8).

O tipo de mapa e o processo de georeferênciação utilizados não são os mais favoráveis para analisar variações na posição da linha de costa. Os mapas e o processo de georeferênciação utilizados foram escolhidos com o intuito de comparar as morfologias do fundo. Para analisar apenas as variações da linha de costa teria provavelmente sido preferível utilizar uma georeferênciação relativa dos mapas. Com o método de georeferênciação aplicado não se consideraram os pontos de referência existentes ao longo da linha de costa que são comuns as várias cartas batimétricas e que poderiam contribuir para reduzir os erros de sobreposição das linhas de costa. Face a estas limitações detectaram-se aparentes variações da linha de costa que, na realidade, não correspondem a alterações efectivas mas sim a erros no posicionamento da linha de costa resultantes do processo de comparação utilizado (Figura 2.18). Apesar das limitações impostas pelos mapas e pela metodologia de comparação, foi possível identificar variações na posição a linha de costa que excedem largamente os erros associados ao processo de digitalização e georeferênciação (Figura 2.18). O discernimento entre as variações da posição de linha de costa consideradas reais ou aparentes (resultantes de erros) foi feita caso a caso, tendo em conta as modificações expectáveis para cada troço costeiro analisado e o erro estimado (na ordem da dezena de metros, Tabela 2.4) para o processo de georeferênciação aplicado.

### **2.3.5.2 Superfície batimétrica do estuário**

Por comparação dos MDE's produzidos avaliaram-se as alterações morfológicas do fundo da bacia estuarina e estimaram-se as taxas de sedimentação / erosão associadas a essas variações. Complementarmente foi feita uma análise expedita da variação da distribuição de profundidades no estuário e da divagação das principais linhas de talvegue interpretadas a partir dos vários MDE's.

Para visualizar as alterações morfológicas ocorridas entre as datas de referência das cartas utilizadas foram criadas 3 grelhas. Estas grelhas representam a variação de cota do fundo estuarino e resultaram da subtracção de pares dos modelos digitais de terreno de cada carta, a saber: 1968-1930, 1979-1968 e 1995/2002-1979 (Figura 2.34 a Figura 2.36). A análise destas grelhas (superfícies de variação de cota) permite diferenciar as áreas onde o balanço sedimentar foi positivo (sedimentação) e as áreas onde esse balanço foi negativo (erosão).

Wal e Pye (2003) sugerem que, tendo em conta os erros tipicamente associados à produção de cartas batimétricas, podem-se considerar como significativas as diferenças de cota entre cartas superiores a  $\pm 0,5$  m. Este critério, seguido também por

outros autores (e.g. Burmingham e French (2006)), foi adoptado neste trabalho. Deste modo, os mapas que representam as variações batimétricas (Figura 2.34 a Figura 2.36) foram produzidos utilizando legendas em que se descartam as variações inferiores a  $\pm 0,5$  m.

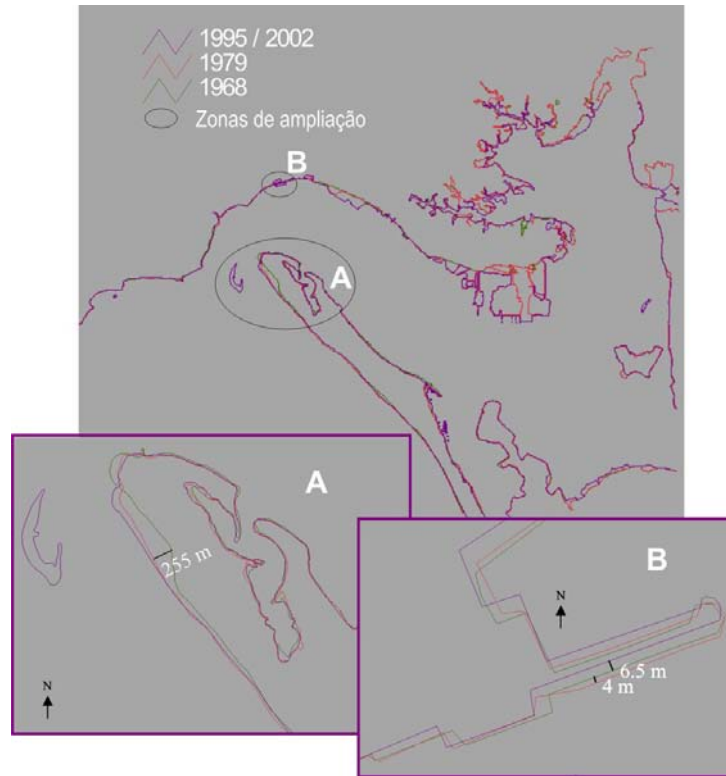


Figura 2.18 – Exemplos de variações reais da linha de costa (A) e variações aparentes (B) resultantes dos limites de resolução dos dados e da metodologia utilizada para a sua identificação.

Utilizando as ferramentas do SIG podem-se quantificar as variações volumétricas positivas e negativas entre dois MDE's. No entanto, uma vez que as cartas utilizadas resultam de compilações de dados batimétricos diacrónicos, não representando assim a morfologia estuarina como um todo num dado momento no tempo, as variações volumétricas calculadas como um todo para o estuário são de difícil interpretação do ponto de vista geológico. Para que as variações volumétricas possam ser integradas no tempo (transformando-as assim em taxas de sedimentação) é necessário considerar as várias datas dos dados batimétricos utilizados para produzir cada uma das cartas usadas. Essas datas são identificadas nos diagramas de compilação incluídos nas cartas batimétricas, em que se individualizam as áreas da carta que resultaram dos dados adquiridos em diferentes anos. Os diagramas de compilação das cartas de 2002/1995 e 1979 foram vectorizados, e por intersecção dos polígonos resultantes obteve-se um novo conjunto de polígonos para os quais é possível determinar o intervalo de tempo decorrido entre os levantamentos batimétricos que deram origem às duas cartas que se pretendem comparar (2002/1995 e 1979).

As cartas editadas em 1968 e 1930 não dispõem de diagramas de compilação, pelo que se assumiu que as cartas seriam representativas do estuário à data dos dados ou actualizações mais recentes da carta, respectivamente 1968 e 1935. Para estimar o erro associado a essa assunção, confrontaram-se os valores das taxas de sedimentação calculadas para o intervalo 1979-1961/1968, considerando que a carta 1961/1968 seria

representativo do estuário à data dos dados mais recentes (1968) ou a uma data intermédia (1964,5) do período de trabalhos de campo considerados.

Aos polígonos, resultantes da intersecção dos diagramas de compilação, foram dados atributos correspondentes aos intervalos de tempo decorridos entre as datas de colheita de dados das cartas que se pretendia comparar. Essas coberturas de polígonos foram transformadas em grelhas, também com células de 5m, obtendo-se deste modo grelhas representando o intervalo de tempo decorrido entre cada comparação que se pretendia fazer. Através do quociente entre as grelhas de variação de cota do fundo ( $\nabla p$ ) e as grelhas que representam o tempo decorrido entre levantamentos batimétricos ( $\nabla t$ ), obtiveram novas grelhas representando as taxas de sedimentação ou erosão ( $\nabla ts = \nabla p / \nabla t$ ), representadas em mm/ano (Tabela 2.10). Os valores médios de cada uma destas grelhas correspondem assim à taxa de sedimentação média, da área representada, durante os intervalos de tempo considerados. Para que os valores médios das comparações 1979-1968 e 1995/2002-1979 pudessem ser confrontados, as duas grelhas foram cortadas para que representassem apenas a área comum às duas. As grelhas resultantes foram ainda subdivididas nas áreas correspondentes aos domínios estuarinos interno e externo (Tabela 2.11). Esta análise comparativa não foi realizada para a grelha da comparação 1930-1968, porque esta cobre apenas uma área mais reduzida e porque os dados de 1930 têm uma baixa fiabilidade.

### **2.3.5.3 Delta de vazante**

A variação das dimensões e volumetria do delta de vazante do estuário foi analisada utilizando os MDE's produzidos com o objectivo de representar o delta de vazante residual. Os volumes determinados por comparação de MDE's foram posteriormente confrontados com os volumes determinados por aplicação de equações empíricas que relacionam os volumes do delta de vazante e do prisma de maré.

## **2.4 Resultados**

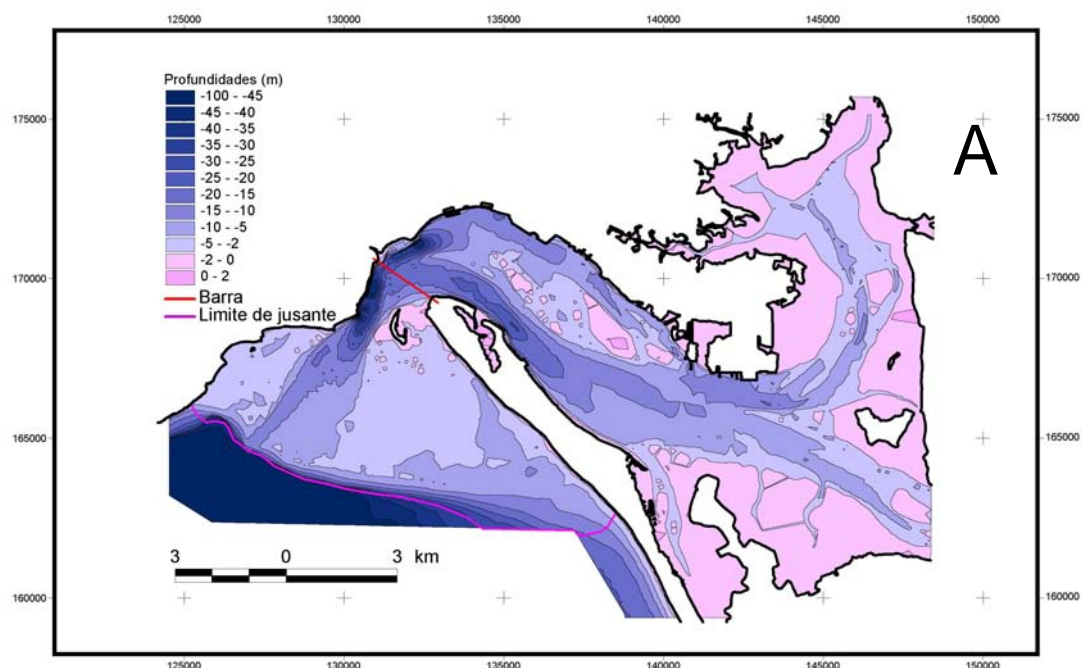
Tendo por base os dados mais recentes começa-se por fazer uma descrição da morfologia dos domínios interno e externo do estuário do Sado. Segue-se uma avaliação das modificações morfológicas do estuário, identificadas por comparação das cartas batimétricas de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002. Essas alterações são descritas considerando a linha de costa, a distribuição de profundidades do domínio interno, as linhas de talvegue dos canais, a morfologia geral do fundo estuarino e, por fim, os volumes do delta de vazante, prisma de maré e espaço de acomodação.

### **2.4.1 Descrição morfológica**

O modelo digital de terreno utilizado para caracterizar a morfologia do estuário do Sado compreende uma área total de aproximadamente  $216 \times 10^6 \text{ m}^2$  (Figura 2.20). A análise morfológica realizada abrange uma área com aproximadamente  $193 \times 10^6 \text{ m}^2$ , dividida nos domínios interno e externo com cerca de  $135 \times 10^6 \text{ m}^2$  e  $58 \times 10^6 \text{ m}^2$ , respectivamente, (Figura 2.19).

A separação dos domínios interno e externo do estuário é feita por uma linha representando a barra do estuário (Figura 2.19). O perfil da secção do canal

correspondente à linha de barra tem um comprimento de 2165 m, segundo a direcção N124°, uma profundidade máxima de 25 m e uma área de 31470 m<sup>2</sup>.



Profundidade (m)	Área do domínio externo (m <sup>2</sup> )	(%)	Área do domínio interno (m <sup>2</sup> )	(%)	Área total (m <sup>2</sup> )	(%)
] -50, -45]	1750	0,00%	0	0,00%	1750	0,00%
] -45, -40]	203050	0,35%	34825	0,03%	237875	0,12%
] -40, -35]	266450	0,46%	44225	0,03%	310675	0,16%
] -35, -30]	714750	1,22%	201250	0,15%	916000	0,47%
] -30, -25]	1069275	1,83%	239675	0,18%	1308950	0,68%
] -25, -20]	1489325	2,55%	1357550	1,00%	2846875	1,47%
] -20, -15]	2808925	4,81%	4003225	2,96%	6812150	3,52%
] -15, -10]	7195925	12,32%	11881100	8,78%	19077025	9,85%
] -10, -5]	16870525	28,89%	25089025	18,53%	41959550	21,65%
] -5, -2]	24996625	42,80%	30301575	22,38%	55298200	28,54%
] -2, 0]	2759800	4,73%	61319475	45,30%	64079275	33,07%
] 0, 2]	23375	0,04%	899850	0,66%	923225	0,48%
Total	5,84E+07	100,00%	1,35E+08	100,00%	1,94E+08	100,00%

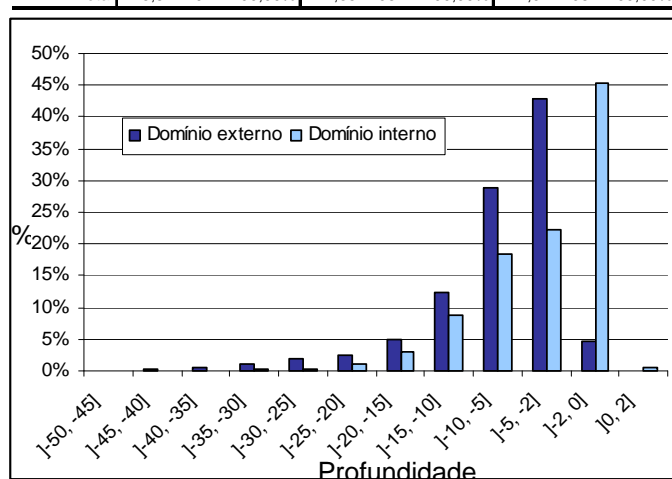


Figura 2.19 – Distribuição de profundidades nos domínios interno e externo do estuário do Sado. A – Mapa com os limites da área analisada e a distribuição espacial das classes de profundidade definidas. B – Tabela discriminando a área e respectiva percentagem total e nos dois domínios correspondente a cada classe de profundidades. C – Gráfico ilustrando a distribuição percentual das áreas correspondentes a cada classe de profundidades.

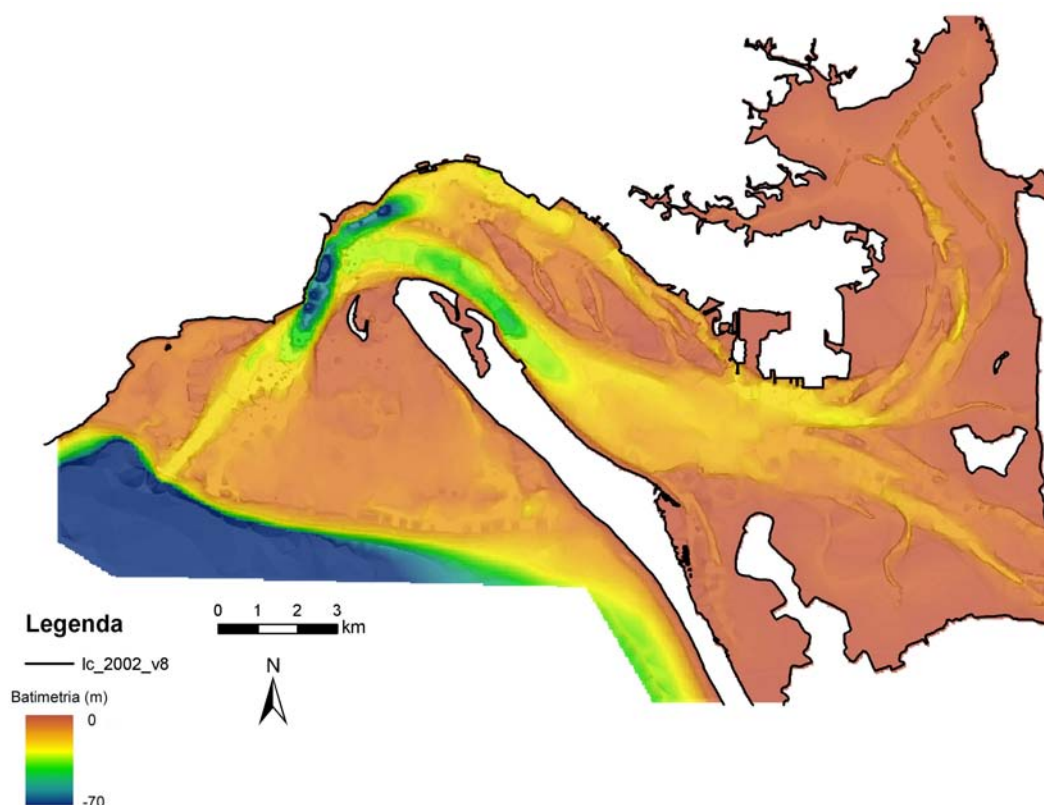


Figura 2.20 – Modelo digital de terreno da superfície batimétrica do estuário do Sado, produzido a partir das cartas batimétricas de 1995/2002. Cotas em m referidas ao nível médio do mar. Para enquadramento da área do modelo ver Figura 2.1.

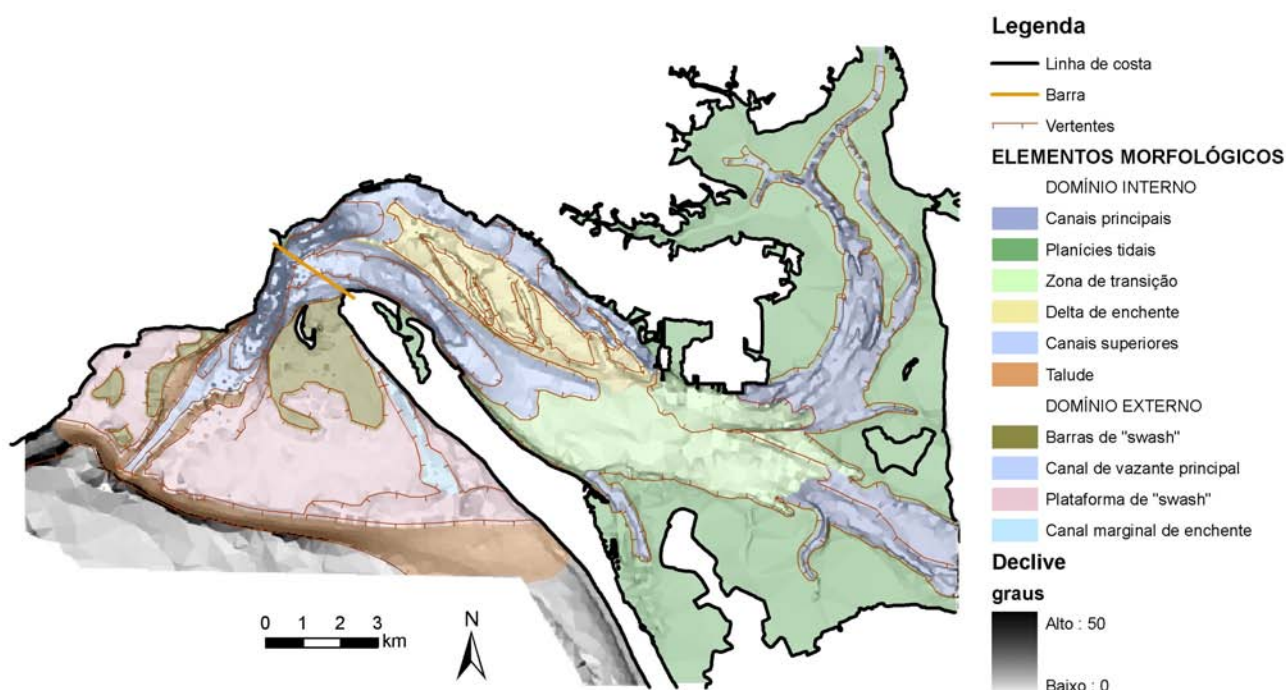


Figura 2.21 – Esboço dos principais elementos morfológicos do estuário do Sado.

#### 2.4.1.1 Domínio interno

A profundidade média do domínio interno, referida ao nível médio do mar (NM), é de aproximadamente 4 m e a profundidade máxima atingida é da ordem dos 44 m. A



zona intermareal baixa (definida dos 0 m aos -2 m) ocupa uma área de aproximadamente  $61 \times 10^6 \text{ m}^2$ , o que corresponde a cerca de 45% da bacia estuarina. Utilizando o MDE de enquadramento do estuário avaliou-se a área intermareal que está para o interior da linha de costa. Esta área, designada por área intermareal alta, corresponde a cerca de mais  $13 \times 10^6 \text{ m}^2$ , pelo que a área intermareal total deverá assim ascender a  $74 \times 10^6 \text{ m}^2$ .

De acordo com os critérios morfológicos utilizados individualizaram-se 5 zonas neste domínio, a saber: 1) canais principais, 2) bancos arenosos, 3) zona de transição, 4) canais superiores e 5) planícies de maré (tidais) (Figura 2.21).

Existem dois canais principais que são habitualmente identificados por canal sul e canal norte. A montante estes canais estão separados pela zona de bancos arenosos (ou delta de enchente) e confluem na área da barra onde desembocam no canal de vazante que se prolonga para o domínio externo do estuário (Figura 2.21).

O canal sul estende-se por cerca de 9 km segundo uma direcção que vai rodando de SE-NW, a montante, para uma direcção próxima de E-W a jusante. O perfil do canal ao longo da sua linha de talvegue é marcado por 3 rupturas de declive que interrompem um patamar de profundidade que se desenvolve por volta dos 17 m de profundidade (Figura 2.22).

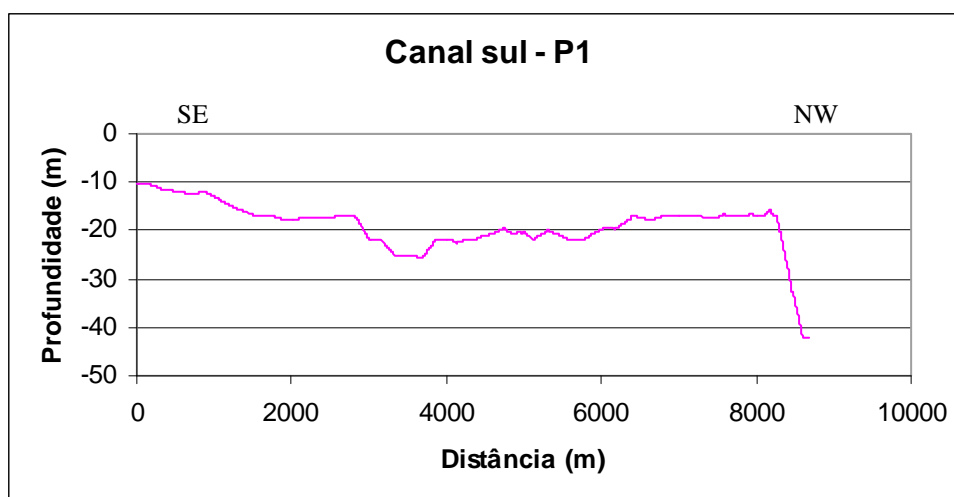


Figura 2.22 – Perfil da batimetria do canal sul ao longo da sua linha de talvegue. Profundidades referidas ao nível médio do mar.

A 1ª ruptura de declive é a menos acentuada, mudando o fundo do canal de uma profundidade de cerca de 10 m, na zona de cabeceira, para os 17 m de profundidade. Com a 2ª ruptura de declive o já referido patamar de profundidade aos 17m é interrompido por um fundão de vertentes assimétricas, o fundo passa rapidamente para os 25 m de profundidade para depois subir progressivamente até se voltarem a atingir os 17 m. A 3ª ruptura de declive é a maior fazendo o fundo passar dos 17 m para cerca de 42m de profundidade e ocorre na zona da barra (confluência com os canais norte e de vazante).

Considerando que a cabeceira do canal norte se situa a cerca de 8 m de profundidade o canal terá uma extensão de aproximadamente 8 km, desenvolvendo-se segundo uma direcção SE-NW que vai rodando no sentido directo até atingir na zona da barra uma direcção próxima de NE-SW. O perfil do canal ao longo da sua linha de talvegue (Figura 2.23), caracteriza-se por um pequeno ressalto junto a cabeceira que muda o

fundo do canal dos 8 m para os 12 m de profundidade, desenvolvendo-se um patamar a essa profundidade. Na zona da doca pesca (Figura 2.2) o canal afunda rapidamente até aos 42 m de profundidade, seguindo-se uma subida mais progressiva do fundo até aos 25 m e uma nova descida brusca até voltar aos 42 m de profundidade na zona da barra.

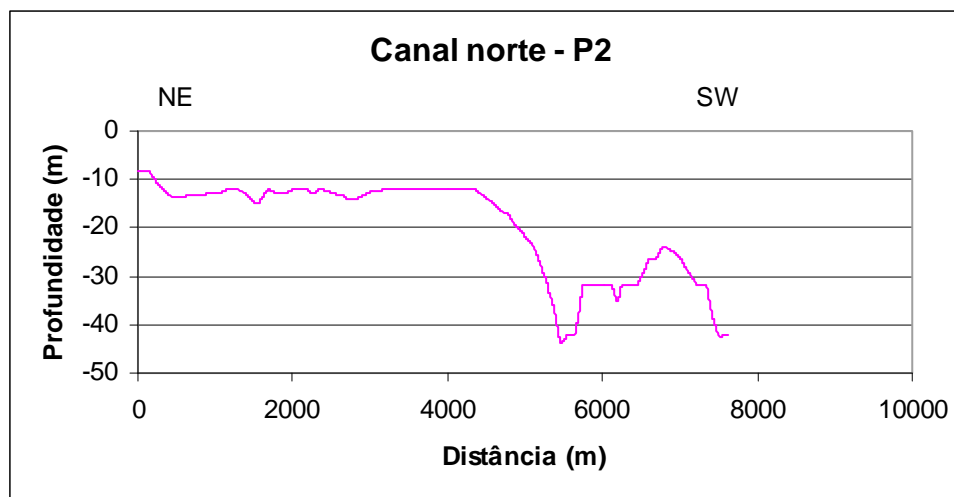


Figura 2.23 - Perfil da batimetria do canal norte ao longo da sua linha de talvegue. Profundidades referidas ao nível médio do mar.

Frente a barra do estuário e separando os dois canais principais dispõe-se um corpo arenoso com uma largura máxima de cerca de 1,5 km, que se alonga por uma extensão de aproximadamente 7,5 km, segundo a direcção geral NW-SE (Figura 2.21). O topo deste corpo arenoso fica parcialmente emerso durante as marés mais baixas, identificando-se os baixios arenosos conhecidos por: Campanário, Cabra, Cabecinha, Carraca, Cabeça da Santa e Escama Ferro. Tanto a sua morfologia como a sua posição, frente a barra do estuário, sugerem que este corpo arenoso corresponda ao delta de enchente do estuário. Utilizando a nomenclatura proposta por (Hayes, 1975), identificaram-se neste corpo os elementos morfológicos típicos de deltas de enchente assinalados na Figura 2.24.

Classificaram-se como canais superiores os canais que se dispõem mais a montante no estuário e correspondem às zonas finais das linhas de água que desembocam no estuário, nomeadamente o rio Sado, a ribeira da Marateca e a ribeira da Comporta (Figura 2.21).

A área classificada como zona de transição corresponde à zona central do estuário, com uma profundidade que normalmente não excede os 12 m e ao longo da qual se faz a transição dos canais principais (sul e norte) para as planícies de maré e os canais superiores das linhas de água que desembocam no estuário, (rio Sado, ribeira da Marateca e ribeira da Comporta).

A zona classificada como planícies de maré (ou tidais) corresponde a áreas aplanadas com profundidades que normalmente não excedem os 3 m e que bordejam a zona superior (a montante) da bacia estuarina, coincidindo em grande parte com o domínio intermareal (Figura 2.21 e Figura 2.19).





Figura 2.24 – Identificação sobre fotografia aérea de 1958 de elementos morfológicos do delta de enchente do estuário do Sado, segundo a nomenclatura proposta por Hayes (ver Figura 2.17)., A – Rampa de enchente, B – Restinga de vazante, C – Canal de enchente, D – Escudo de vazante e E – Lobo de transbordo

### 2.4.1.2 Domínio externo

A área considerada como domínio estuarino externo é a zona da plataforma continental adjacente à embocadura do estuário que é ocupada por um corpo arenoso que corresponde ao delta de vazante do estuário. Segundo uma normal à costa o comprimento do delta atinge os 6800 m, sendo a sua largura (paralelamente à costa) da ordem dos 12000 m, o que lhe confere um parâmetro de forma (C/L) de 0,57 (Tabela 2.14). O delta tem uma forma grosseiramente triangular e é acentuadamente assimétrico relativamente ao canal de vazante principal que o atravessa, correspondendo a área a sul do canal a cerca de 80% da área total do delta (Figura 2.25 e Figura 2.26). Esta assimetria e o elevado ângulo entre o jacto de vazante e alinha de costa conferem ao delta uma morfologia próxima da descrita por Hicks & Hume, (1996) como “meio delta de alto ângulo (*high-angle half-delta*)”.

A assimetria do delta resulta do facto de a norte do canal de vazante principal o delta estar constrangido pela serra da Arrábida. Esta serra, por um lado, limita o espaço disponível para o desenvolvimento do delta para norte e, por outro lado, protege o delta da ondulação de NW que é difractada e refractada pelo cabo Espichel, fazendo com que a zona do delta só seja afectada por ondulação com rumos rodados para sul do oeste. A modificação local da ondulação provocada pela saliência costeira do cabo Espichel (serra da Arrábida) é também responsável pela inversão de deriva litoral sedimentar que, contrariamente ao que é habitual na costa ocidental portuguesa, ocorre de sul para norte na zona do delta.

A profundidade média do domínio externo do estuário relativamente ao NM é de aproximadamente 7,5 m e as zonas mais profundas situam-se no canal de vazante principal junto à barra, atingindo-se os 45 m de profundidade. A área com profundidades compreendidas entre os 2 m e os 0 m (intermareal baixo) é de  $2,7 \times 10^6$  m<sup>2</sup>, o que representa apenas cerca de 5% da superfície do delta (Figura 2.19). A área intermareal que esta para o interior da linha de costa (intermareal alto, dos 0 m aos 1,9 m) corresponde a apenas cerca de mais  $0,6 \times 10^6$  m<sup>2</sup>.

Segundo a nomenclatura proposta por (Hayes, 1975) identificaram-se os seguintes elementos morfológicos no delta de vazante: canal de vazante principal, canal de transbordo, barras lineares marginais, lobo frontal, plataforma de espalho, barras de espalho, canal marginal de enchente (Figura 2.25). O constrangimento provocado pela presença da serra da Arrábida faz com que o delta não tenha um canal marginal de enchente bem desenvolvido a norte do canal de vazante principal.

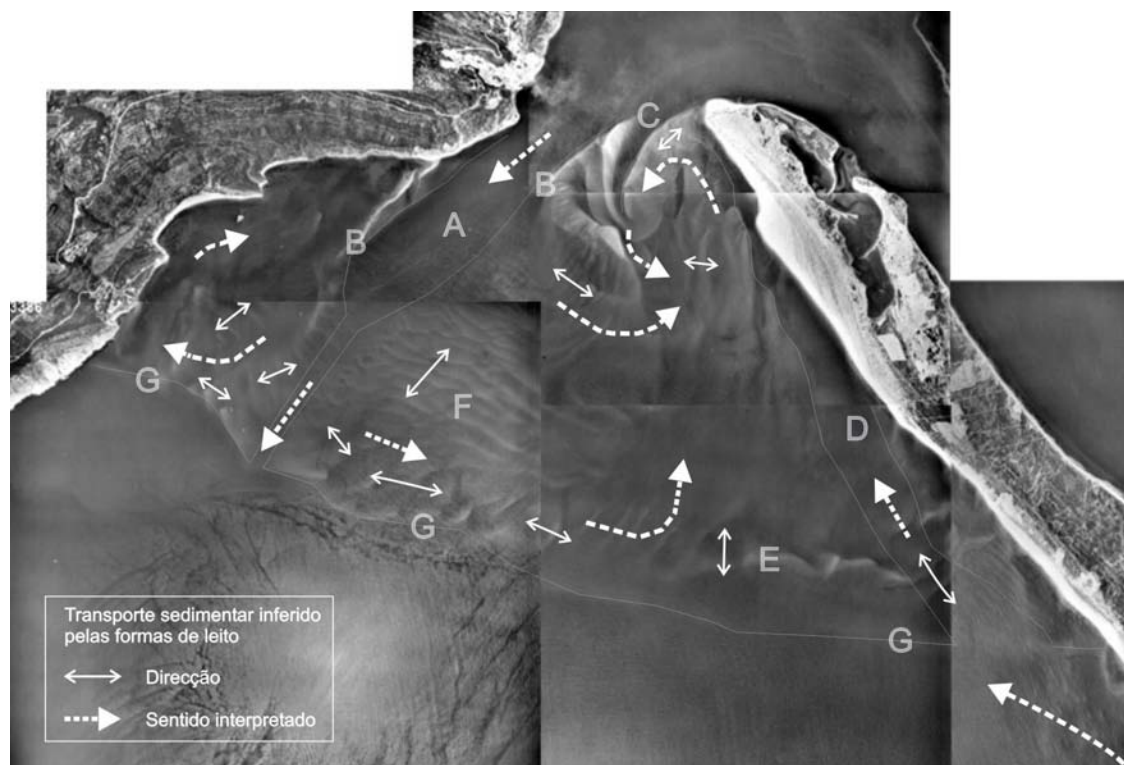


Figura 2.25 – Identificação dos elementos morfológicos do delta de vazante, segundo a nomenclatura proposta por Hayes (ver Figura 2.17) e interpretação do sentido de transporte sedimentar a partir das formas de leito. A – Canal de vazante principal; B – Barras lineares marginais; C – Canal de transbordo; D – Canal marginal de enchente; E – Barras de espalho; F – Plataforma de espalho e G – Lobo frontal.

O canal de vazante principal prolonga-se por cerca de 7 km para jusante da barra, entalhando-se no delta de vazante segundo a direcção geral NE-SW. A profundidade do canal diminui no sentido do oceano (de NE para SW), sendo necessário dragar periodicamente as zonas menos profundas, particularmente o seu extremo SW, para manter uma profundidade de cerca de 12 m (relativamente ao ZH) requerida para a navegação no canal.

A restinga da Figueirinha e o banco do Cambalhão (assinalados como letra “B” na Figura 2.25) são duas formações arenosas, por vezes parcialmente emersas, que enraízam na embocadura do estuário e se desenvolvem para SW sobre a plataforma de espalho do delta submarino e marginando o canal de acesso a norte e a sul, respectivamente. A restinga da Figueirinha tem uma forma alongada, típica de uma barra linear marginal, e desenvolve-se a partir da praia com o mesmo nome (Figura 2.2) que é protegida a montante (NE) por um esporão. O banco do Cambalhão é uma estrutura de maiores dimensões com uma forma complexa e mal definida, que se desenvolve entre a margem sul do canal de vazante principal e o extremo norte da península de Tróia. Este banco arenoso poderá ter resultando da fusão da barra linear de canal que margina a sul o canal de vazante principal com barra(s) de espalho que se encostaram a península de Tróia. O fluxo de sedimentos ao longo do canal marginal de enchente que “desemboca” na zona do banco do Cambalhão deverá também ter contribuído para a acumulação sedimentar verificada nesta área.

O volume e espessura de sedimentos do delta foram estimados por subtração de modelos digitais de terreno da superfície batimétrica do delta e de uma superfície idealizada sem delta. Segundo este modelo, a espessura de sedimentos cresce da costa para o largo, atingindo-se uma possança máxima da ordem dos 40 m na zona central do lobo frontal, ascendendo o volume total de sedimentos acumulados no delta a cerca de  $958\text{m}^3 \times 10^6$ .

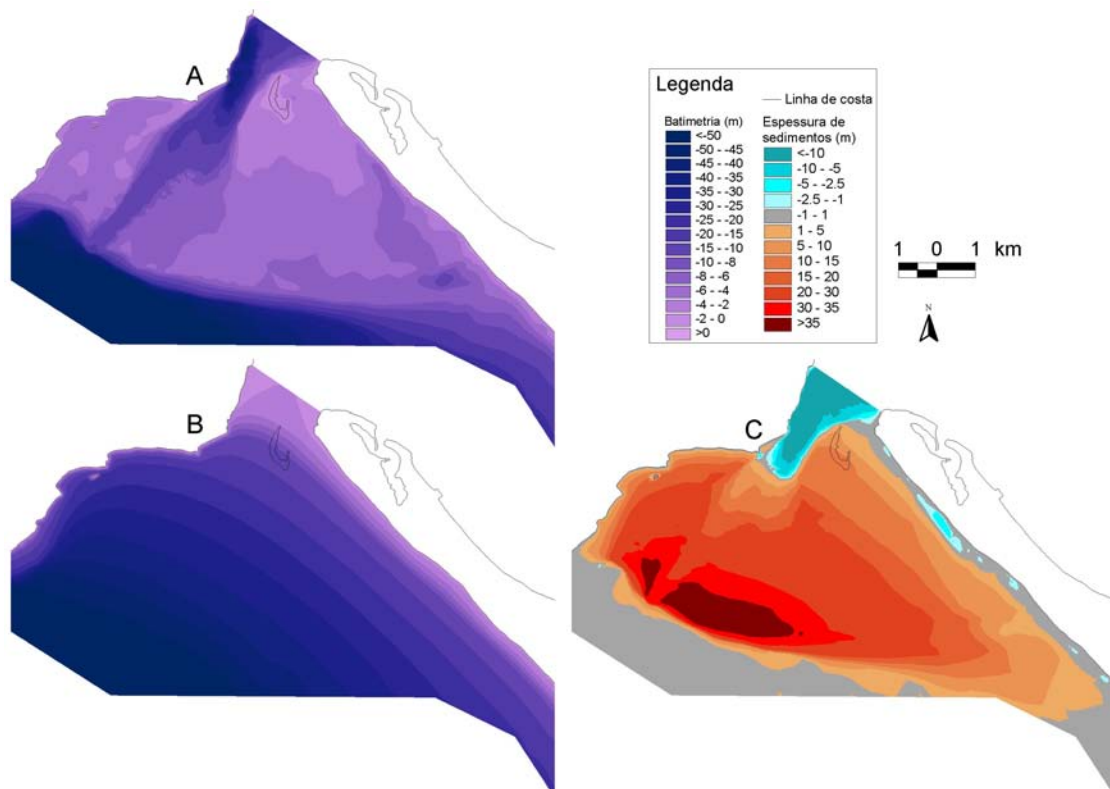


Figura 2.26 – Superfícies utilizadas na estimativa do volume e espessura de sedimentos do delta de vazante em 1995/2002. A – Modelo digital de elevação (MDE) da batimetria do delta; B – MDE da batimetria inferida sem delta e C – MDE do delta residual. Comparar com a Figura 2.39.

## **2.4.2 Avaliação das modificações morfológicas recentes e sua discussão**

A evolução da morfologia estuarina nos últimos 70 anos foi avaliada através da análise de cartas batimétricas históricas. A análise dessas cartas incidiu fundamentalmente na confrontação das suas linhas de costa vectorizadas e na comparação de MDE's gerados a partir da informação batimétrica extraída das cartas.

Na análise da evolução morfológica recente realizada começa-se por analisar as variações da linha de costa, referindo-se de seguida as modificações na barra e na distribuição de profundidades do domínio interno. Descrevem-se de seguida as variações na morfologia do fundo estuarino e as taxas de sedimentação estimadas para os períodos em análise. Por fim é estimada a variação de volume do delta de vazante, do prisma de maré e do espaço de acomodação.

### **2.4.2.1 Linha de costa**

A análise das variações na posição da linha de costa mostra que ocorreram avanços e recuos (Figura 2.27, Figura 2.28 e Figura 2.29). No entanto, considerando a totalidade da área estuarina analisada com cota inferior ao nível médio do mar, constata-se que essa área tem mantido uma tendência decrescente de  $\approx 0,2\%$  por ano, resultando numa redução da área do estuário de aproximadamente 6% desde 1968, (Tabela 2.7). Conclui-se portanto que a movimentação predominante da linha de costa estuarina tem sido desde 1968 no sentido da progradação, ou seja, avançando de terra para o interior da bacia estuarina, (Tabela 2.8).

O troço da costa norte entre a ribeira da Comenda e o canal da Marateca (para localização ver Figura 2.2) onde se situa a cidade de Setúbal e o respectivo porto, corresponde à zona costeira do estuário onde se tem feito sentir a maior influência antrópica. Embora o início das actividades antrópicas que contribuíram para a artificialização e fixação deste troço costeiro sejam ainda anteriores ao grande terramoto de 1755 (Santos, 2000), esta actividade teve um grande incremento a partir de 1930 (data da primeira carta utilizada). Em cada nova carta, após 1930, aparecem novas estruturas costeiras que contribuem para a redução da área estuarina e aumentam o troço de costa artificializado. Entre as novas estruturas instaladas na zona costeira contam-se: em 1968, a Doca pesca e Doca do Comércio; em 1979, a 1ª fase do terminal de contentores (a oeste), os Cais da Mague, Sorefame, Lisnave (Gaslimpo), Setenave e Eurominas; por fim em 1995/2002, a conclusão do terminal de contentores, e novas intervenções nos cais da Setenave e da Eurominas.

No troço de costa entre a Setenave e o canal da Marateca (para localização ver Figura 2.2), detectam-se pequenas deslocações da linha de costa que ocorrem, em ambos os sentidos, durante o período 1968-1979. Em 1995 essas modificações foram muito mais expressivas e, embora continuem a ocorrer perdas e recuperações de área estuarina, existe claramente um desequilíbrio no sentido de uma maior perda de área estuarina.

Na costa este, entre os canais da Marateca e Alcácer (para localização ver Figura 2.2), não são detectadas alterações apreciáveis no período 1968-1979. Em 1995 é conquistada ao estuário uma área com cerca de 1 km<sup>2</sup> na zona da Boca da Sachola e surge um pequeno mouchão a norte da ilha do Cavalo. Como zonas recuperadas para o domínio estuarino, surge apenas uma pequena área do extremo SW da referida ilha.

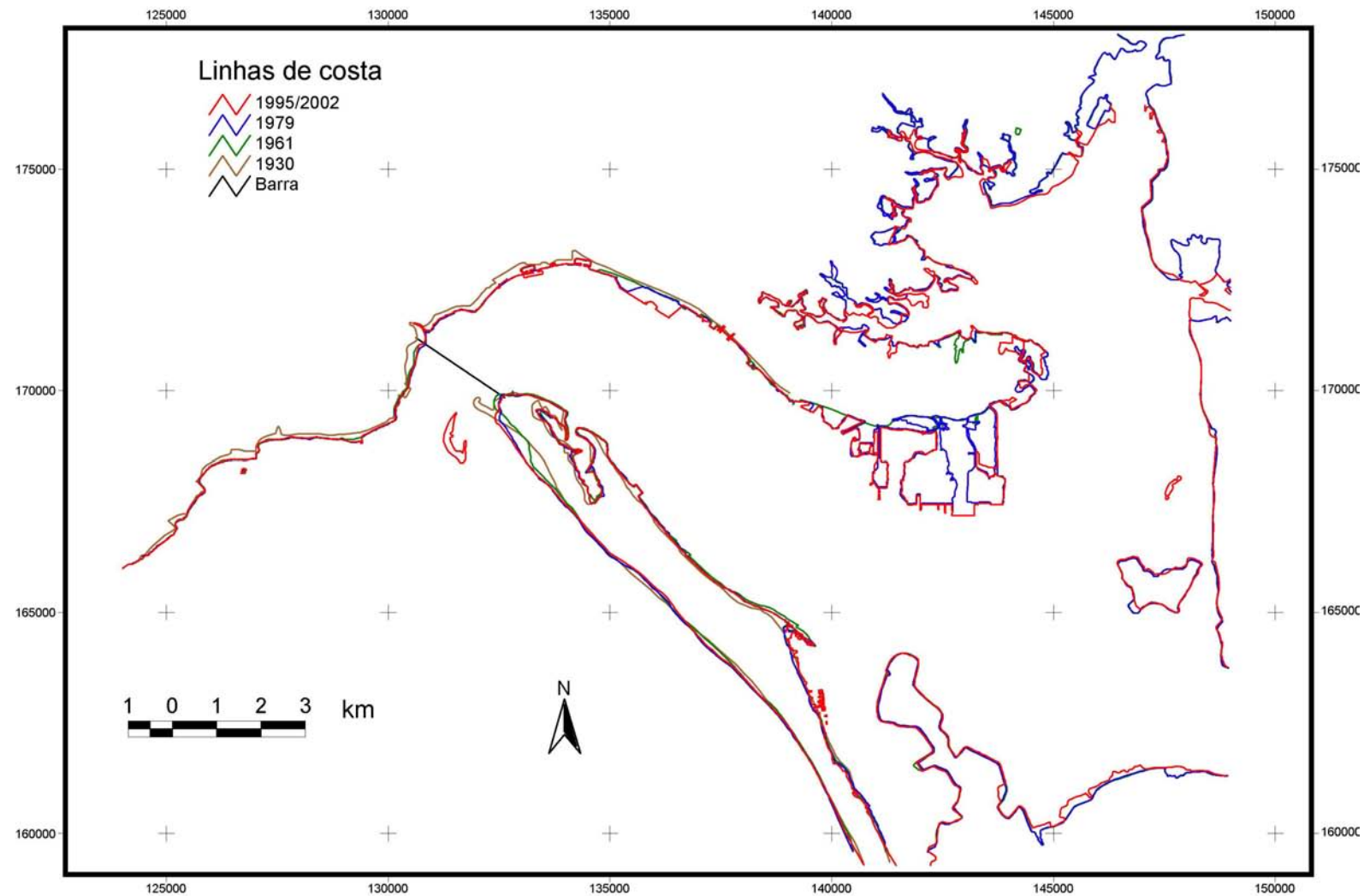


Figura 2.27 – Sobreposição das linhas de costa vectorizadas a partir das cartas de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002. Note-se que a linha referente a carta de 1930 apenas foi vectorizada para a península de Tróia e parte da margem direita do estuário.

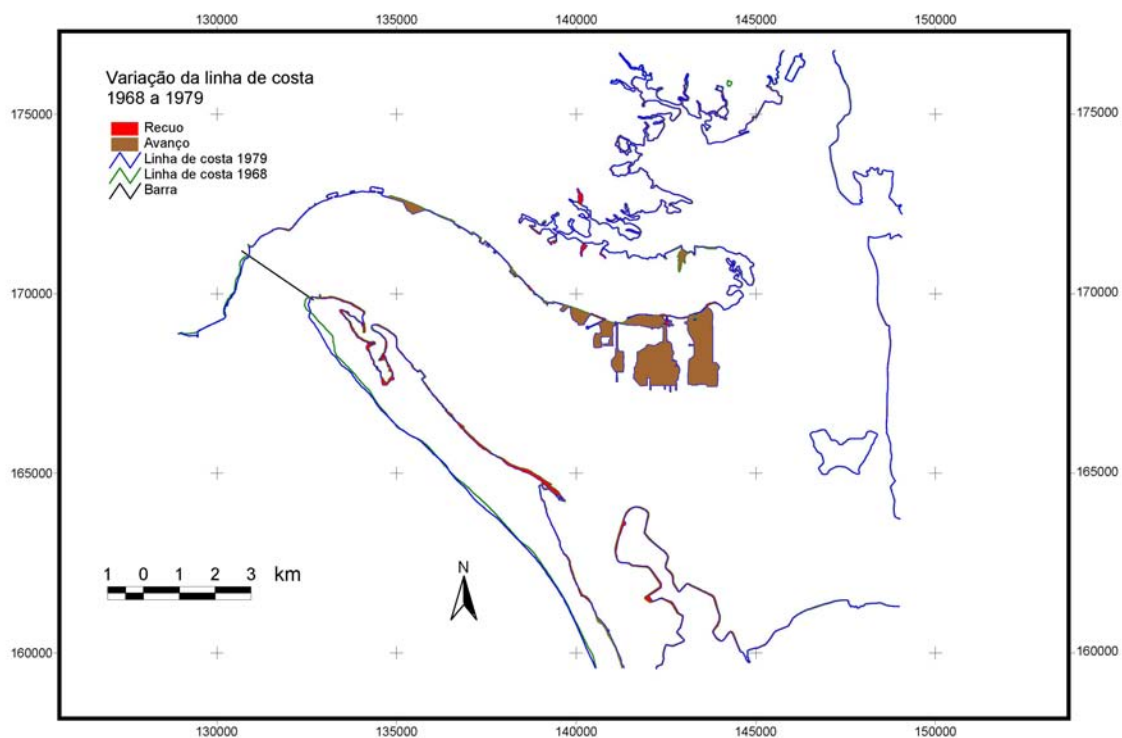


Figura 2.28 – Zonas de avanço e recuo da linha de costa no domínio interno do estuário abaixo do NM, de acordo com as linhas de costa vectorizadas a partir das cartas de 1968 e 1979.

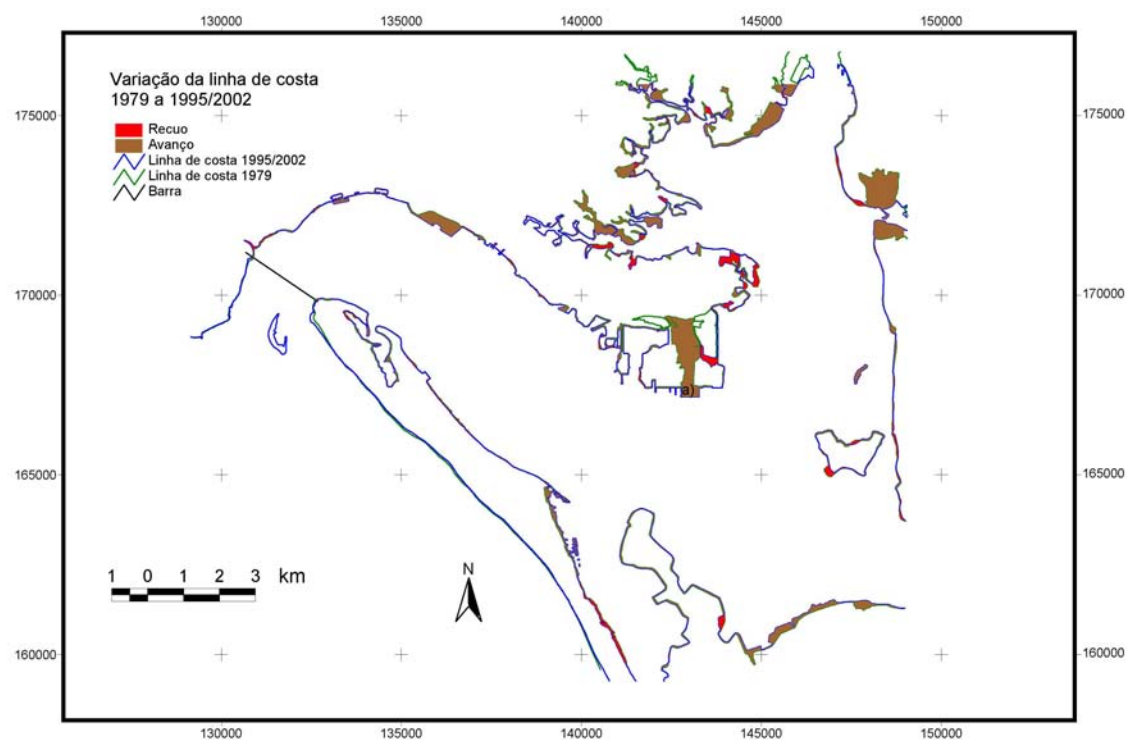


Figura 2.29 - Zonas de avanço e recuo da linha de costa no domínio interno do estuário abaixo do NM, de acordo com as linhas de costa vectorizadas a partir das cartas de 1979 e 1995/2002. a) zona com trabalhos portuários em curso.



Tabela 2.7 - Área do estuário e suas variações segundo as cartas de 1969, 1979 e 1995/2002.

<i>Mapas</i>	<i>Área (km<sup>2</sup>)</i>	<i>Variação relativamente ao mapa anterior</i>
1995/2002		
2	134.68	96.28%
1979	139.89	97.87%
1968	142.93	---

Tabela 2.8 - Variação da área do estuário, por avanço (+) ou recuo (-) da linha de costa. Taxa de variação anual calculando para o período 1968-1995/2002 assumindo 1993 como data de referência para as cartas 1995/2002.

<i>Mapas comparados</i>	<i>Sentido da variação da linha de costa</i>	<i>Área (km<sup>2</sup>)</i>	<i>Área estuarina perdida</i>
1968 - 1979	Avanço	+ 4.19	
	Recuo	- 1.15	
	Balanço	+ 3.04	2.13%
1979 - 1995/2002	Avanço	+ 6.48	
	Recuo	- 1.28	
	Balanço	+ 5.21	3.72%
1968 - 1995/2002	Balanço_68-02	+ 8.25	5.77% (≈0,2%por ano)

Na costa sul, entre o canal de Alcácer e a península de Tróia (para localização ver Figura 2.2), à semelhança do descrito para o troço anterior, também não existem alterações apreciáveis no período 1968-1979. No entanto, em 1995 são conquistadas ao estuário várias parcelas de terra entre o canal de Alcácer e a Carrasqueira, sendo apenas recuperada para o estuário uma pequena área.

Na península de Tróia ocorreram deslocações importantes da linha de costa, particularmente na costa oceânica, durante o período analisado (Figura 2.30). Ferraz (2007) faz uma análise detalhada das deslocações da linha de costa da parte Norte da península de Tróia, considerando fotografias aéreas e ortofotomapas de 1947 a 2005. Face as limitações já descritas dos dados utilizados neste trabalho a evolução da linha de costa oceânica de Tróia é descrita distinguindo-se apenas três sectores (zonas Z1, Z2 e Z3, Figura 2.30). No extremo norte da península (Z1), destacam-se duas alterações significativas. A primeira alteração é o desaparecimento em 1968 da restinga existente em 1930 e a segunda alteração é o alargamento da península por progradação da costa oceânica. Este avanço da linha de costa vai progredindo de sul para norte continuamente de 1930 a 2002, culminando com o emergir do banco do Cambalhão em 2002. A sul da zona em que a península alargou (Z1), dispõe-se a zona 2 (Z2) constituída por um troço da linha de costa com cerca de 1500 m de comprimento (frente à urbanização Sol-Tróia). Nesta zona, durante o período analisado ocorreu uma perda de área emersa, dado que a linha de costa se deslocou do mar para terra, assumindo em 2002 uma posição mais recuada que em 1930 embora tenha tido uma ligeira progradação de 1968 a 1979. A sul da zona anterior, dispõe-se a zona 3 (Z3) constituída por um sector de costa oceânica com cerca de 2450 m de

comprimento (frente à Ponta de Pêra), onde a linha de costa volta a ser essencialmente progradante de 1930 a 1979, detectando-se apenas um ligeiro recuo em 2002

Na costa interna da península de Tróia as modificações da linha de costa são mais reduzidas. A restinga (*spit*) da Ponta de Pêra, que só em 1968 começa a ser representado nas cartas, destaca-se como sendo a estrutura com alterações morfológicas mais relevantes. Durante o período 1968-1979 a tendência geral é a de um recuo da linha de costa interna da península. A evolução da restinga da Ponta de Pêra segue essa tendência diminuindo a sua área. Embora o comprimento da restinga se mantenha semelhante, a sua largura é reduzida de cerca de 70 a 100 m, em 1968, para 30 a 60 m em 1979. A este estreitamento da restinga da ponta de Pêra, associa-se ainda um processo de realinhamento da estrutura segundo uma rotação no sentido horário, que se prolonga até 2002. Durante o período 1979-2002 as alterações mais expressivas ocorrem a sul da Ponta de Pêra, assistindo-se a uma progradação do troço da linha de costa que se encontra ao abrigo da restinga, enquanto mais para sul a tendência geral é a de recuo.

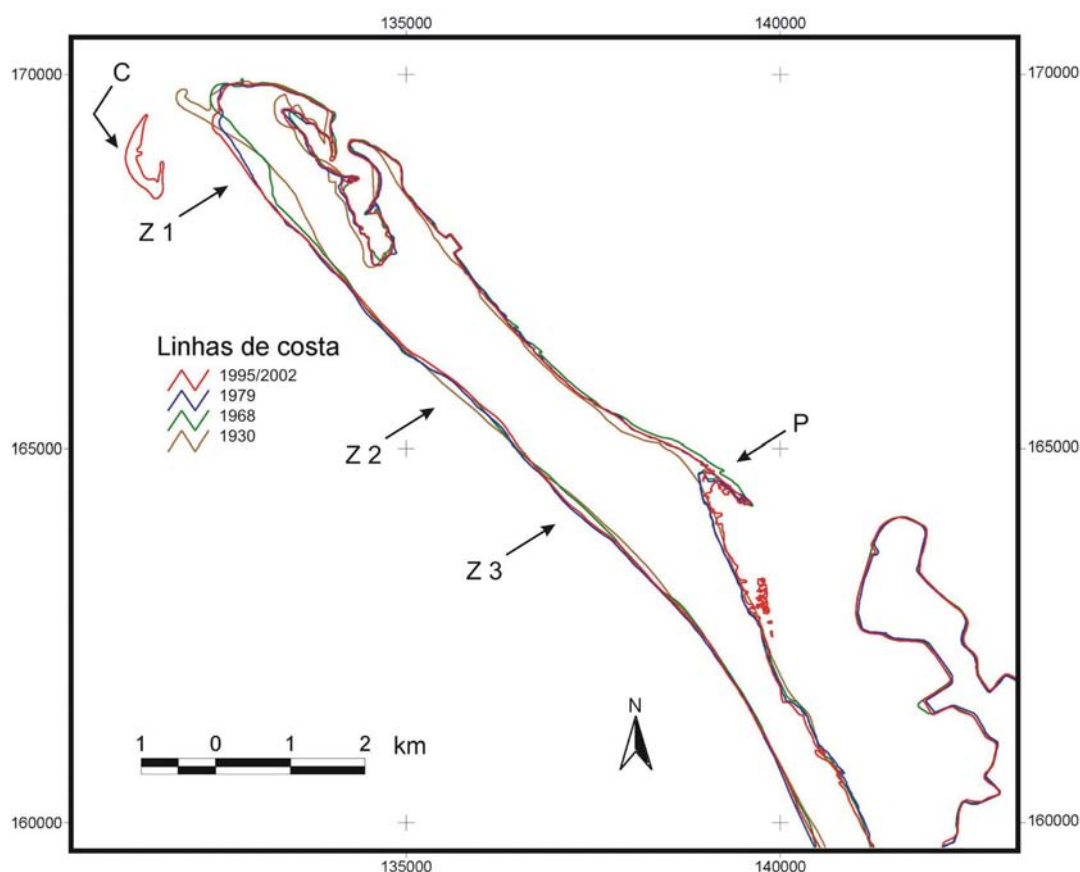


Figura 2.30 – Sobreposição das linhas de costa da Península de Tróia vectorizadas a partir das cartas de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002. C – Banco do Cambalhão, P – Ponta da Pêra, Z1 a Z3 – Zonas 1 a 3, ver texto para descrição das zonas.



### 2.4.2.2 Profundidade do domínio interno

Considerando que a linha de fronteira definida entre os domínios interno e externo do estuário é representativa da barra do estuário ao longo do período analisado (1930 a 2002), conclui-se a área da sua secção diminui consistentemente ao longo de todo o período (Figura 2.31 e Tabela 2.15). Com efeito, de acordo com as superfícies batimétricas modeladas a partir das cartas de 1930, 1968, 1979 e 2002 a área da secção da barra decresceu de um valor na ordem dos  $35 \times 10^3 \text{ m}^2$ , em 1930 para cerca de  $31 \times 10^3 \text{ m}^2$  em 2002, o que corresponde a uma redução de cerca de 11%.

Durante o período analisado o perfil da barra sofreu poucas alterações do seu extremo norte (margem direita). O assoreamento responsável pela redução de área da barra ocorreu, fundamentalmente, na margem esquerda do canal, junto ao extremo norte da península de Tróia.

Na Figura 2.32 ilustra-se a variação de profundidade no domínio interno do estuário abaixo do NM entre 1968, 1979 e 1995/2002, considerando classes de profundidade com uma amplitude de 5m. Constata-se que a alteração mais significativa é uma diminuição da área submareal e um correspondente acréscimo da área intermareal (intervalo -2,0). Esta tendência de crescimento da zona intermareal, embora seja válida para todo o período analisado, é particularmente acentuada de 1979 a 1995/2002. Os maiores acréscimos de área intermareal ocorreram na margem esquerda do estuário, nomeadamente a este da península da Carrasqueira.

Os decréscimos de área das zonas do estuário com profundidades enquadradas no domínio submareal são máximos na classe  $]-5, -2]$  e tendem a diminuir nas classes de maior profundidade.

Existem apenas duas excepções à tendência geral de decréscimo da área estuarina correspondente as várias classes de profundidade consideradas para o domínio submareal. Essas excepções são nas classes  $]-20, -15]$  e  $]-10, -5]$  para as quais se observa um ligeiro acréscimo de área estuarina nos períodos 1979-1995/2002 e 1968-1979, respectivamente. Face á pequena relevância destes acréscimos é difícil de avaliar se corresponderão a alterações reais ou a variações enquadradas pela margem de erro estimada para a comparação. A serem reais, estes acréscimos de profundidade poderão eventualmente estar associados as actividades antrópicas conducentes ao aprofundamento de canais.

### 2.4.2.3 Linhas de talvegue dos canais

Na Figura 2.33 representam-se as principais linhas de talvegue, identificadas a partir dos MDE's de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002. Tendo em conta: 1) a persistência da direcção de deslocação da posição das linhas e 2) a extensão da deslocação; destacam-se 5 pontos em que se considera que ocorreu uma divagação expressiva dos canais (Figura 2.33).

A maior alteração da posição da linha de talvegue de um canal corresponde à detectada na zona terminal (mais externa) do canal de vazante principal (1 na Figura 2.33). Entre 1930 e 1968 a extremidade do canal de vazante ter-se-á deslocado cerca de 1 km para SE, mantendo-se após 1968 e até 2002 sensivelmente na mesma posição.

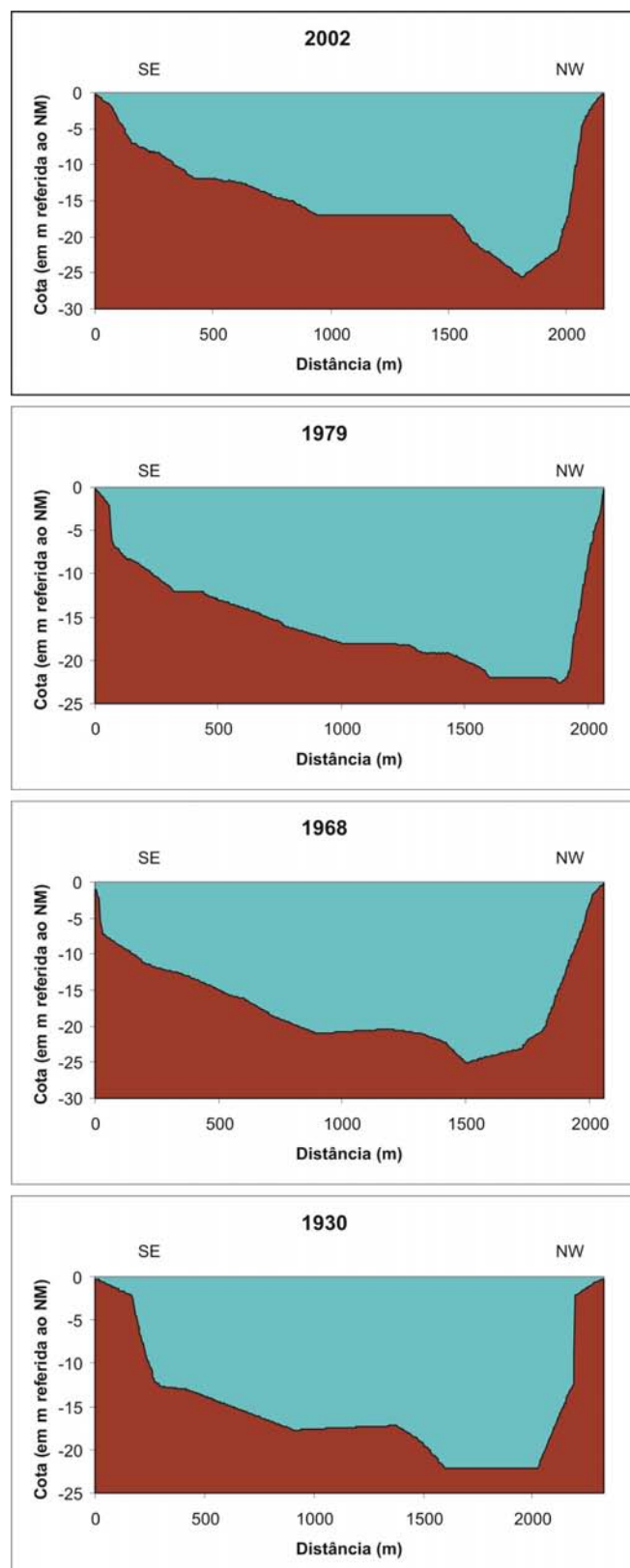


Figura 2.31 – Perfis da secção correspondente à linha de fronteira definida entre o domínio externo e interno do estuário, considerados como representativos da barra do estuário em 2002, 1979, 1968 e 1930. Localização dos perfis na Figura 2.19

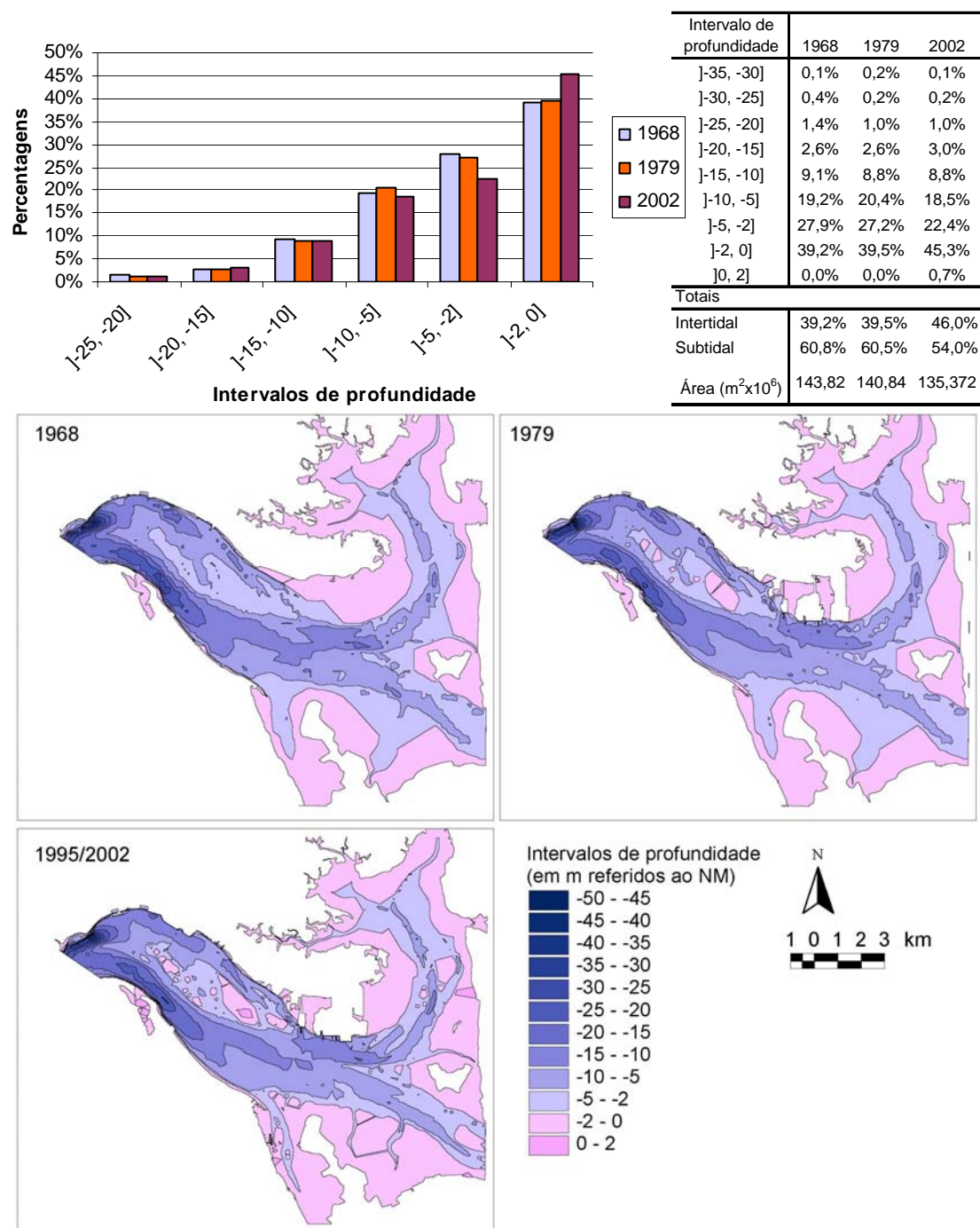


Figura 2.32 – Análise da variação da profundidade do domínio interno do estuário de 1968 a 1995/2002.

Os restantes 4 pontos da Figura 2.33 em que se assinalaram deslocamentos das linhas de talvegue dos canais, correspondem a zonas de inflexão dos canais sendo as divagações de talvegue identificadas muito menos significativas que a anterior. A saber:

- 2) Canal de enchente marginal com uma deslocação para NE de cerca de 100 m a montante e cerca de 200 m a jusante;
- 3) Zona inicial do canal de vazante (junto à barra) que se deslocou para NW, cerca de 100 m de 1930 a 1968 e 150 m de 1968 a 1979. Entre 1979 a 2002 manteve-se praticamente na mesma posição;

- 4) Zona de inflexão do Canal Sul (frente à caldeira de Tróia) que se deslocou 200 m para SW;
- 5) Troço do canal norte frente à doca do comércio que se deslocou cerca de 100 m para S.

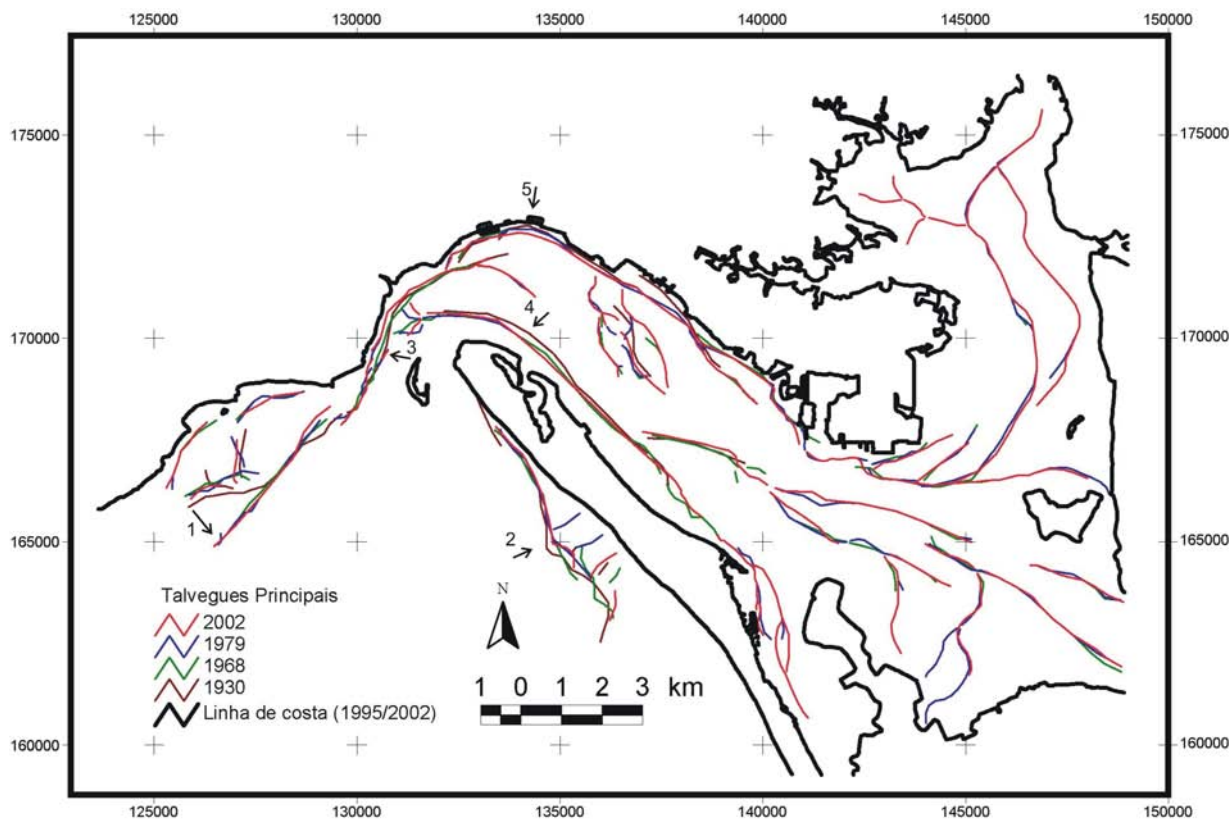


Figura 2.33 – Variação da posição das principais linhas de talvegue interpretadas a partir dos MDE's de 2002/1995, 1979, 1968 e 1930. As zonas em que identificaram divagações de canais mais relevantes são indicadas por setas referenciadas de 1 a 5. Comparar com Figura 2.34 a Figura 2.36 onde se representa a variação de cota do fundo.

Como consequência da deslocação da zona terminal do canal de vazante, uma área do delta de vazante com cerca de  $1,2 \times 10^6 \text{ m}^2$  foi transferida de uma posição a sul para uma posição a norte do canal. Esta transferência de sedimentos da margem Sul para a margem Norte do canal por deslocação do troço terminal do canal, sugere um mecanismo de *bypass* sedimentar

Por *bypass* sedimentar de um canal (ou barra), entende-se o processo através do qual os sedimentos transportados pela deriva litoral conseguem transpor a barreira ou armadilha constituída pelo canal (ou barra), passando de uma para a outra margem de acordo com o sentido de transporte sedimentar da corrente litoral local.

De acordo com diferentes enquadramentos morfológicos, hidrodinâmicos e de disponibilidade sedimentar, o processo de *bypass* sedimentar pode ocorrer segundo diferentes mecanismos. FitzGerald *et al* (2000) apresentam 6 modelos conceptuais de *bypass* sedimentar em sistemas de barra e delta de maré não artificializados. Considerando os modelos apresentados por estes autores, a diversão para uma posição mais a sul da zona terminal do canal de vazante do estuário do Sado, detectada por comparação das cartas de 1930 e 1968, poderá enquadrar-se no modelo designado por alteração de canal externo (*outer channel shifting*).

Segundo este modelo a zona mais proximal do canal de vazante permanece fixa na mesma posição enquanto a zona mais externa do canal é deflectida na direcção da deriva sedimentar, como consequência da acumulação de sedimento na plataforma de espalho junto ao bordo do canal que está virado à deriva sedimentar local. À medida que a zona externa do canal vai sendo deflectida, o fluxo ao longo do canal vai-se tornando cada vez menos eficiente, até que um novo trajecto para a zona terminal do canal é aberto através da zona distal do delta. O volume de sedimentos que atravessa o canal pode formar uma barra de espalho que ao deslocar-se para terra poderá eventualmente acabar por se juntar à costa. Este processo de aggradação das barras à linha de costa tende a ser um processo repetitivo com uma frequência que pode ir de 4 a 10 anos (FitzGerald et al., 2000).

Admite-se que a realocização do troço terminal do canal de vazante identificada no estuário do Sado se possa enquadrar neste modelo conceptual proposto por FitzGerald *et al* (2000). No entanto, a única característica típica deste modelo que se identificou foi a deriva da zona externa do canal. Não foi possível estabelecer que: 1) o fenómeno seja recorrente, 2) que o canal após ser reposicionado mais a Sul vá migrando progressivamente para Norte impulsionado pela corrente de deriva litoral, nem 3) a formação de barras de espalho associadas ao volume de sedimentos que mudou da margem Sul para a margem Norte do canal. A validação da existência ou não destas 3 características típicas do modelo conceptual não identificadas no caso do delta do Sado requer uma análise mais detalhada do fenómeno, tanto no tempo como no espaço.

A alteração na posição do troço terminal do canal de vazante também é perceptível na superfície que representa a variação de cota do fundo (Figura 2.34). Com efeito, analisando a variação de cota do fundo entre 1930 e 1968 constata-se que na área em que se localizava o troço terminal do canal em 1930 ocorreu uma forte elevação da cota que deverá ter correspondido à colmatação (ainda que parcial) desse troço do canal; enquanto que na posição correspondente à realocização do troço terminal do canal em 1968 observa-se uma diminuição da cota do fundo que deverá corresponder ao entalhe do novo troço do canal. Note-se ainda que o troço terminal do canal abandonado não foi aparentemente completamente colmatado. Com efeito, nos mapas de datas subsequentes identifica-se sempre nessa área um pequeno canal que aparentemente tende a migrar para NW (Figura 2.33).

#### 2.4.2.4 Morfologia geral do fundo estuarino

Por comparação de pares dos MDE's obtidos a partir dos mapas de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002 obtiveram-se 3 superfícies representativas das variações da cota do fundo estuarino ocorridas entre os períodos 1968-1930, 1979-1968 e 1995/2002-1979 (Figura 2.34 a Figura 2.36). Da análise, sob um ponto de vista qualitativo, destas superfícies resultou a identificação de algumas zonas com padrões de erosão ou sedimentação, diminuição ou acréscimo de cota, respectivamente, que se destacam pela intensidade das variações e/ou pela sua relevância morfológica (Tabela 2.9).

Da comparação entre as cartas de 1930 e 1968 destaca-se uma tendência geral para o aprofundamento (erosão) dos canais e para a deposição de sedimentos nas zonas menos profundas (Figura 2.34). A erosão é particularmente acentuada no lobo frontal do delta de vazante, na área da barra e na zona terminal dos dois canais principais. As áreas com uma tendência mais acentuada para a deposição de sedimentos são a



plataforma de espalho do delta de vazante e uma faixa ao longo da margem direita da bacia estuarina, na zona analisada mais para montante.

Da comparação entre as cartas de 1968 e 1979 destaca-se uma deposição intensa ao longo de todo o canal Sul, na área da barra e ao longo do lobo frontal do delta de vazante (Figura 2.35). As áreas com erosão mais acentuada são o canal da Setnave, faixa ao longo da costa na área do Outão e, no domínio externo, a área do “passe da barra” e as margens do canal de vazante principal (barras lineares marginais?). Ainda no domínio externo destaca-se uma tendência geral para o rebaixamento (erosão) da plataforma de espalho.

Da comparação entre as cartas de 1979 e 1995/2002 destaca-se uma erosão intensa numa faixa ao longo do lobo frontal do delta de vazante, tornando-se essa faixa mais larga na zona de enraizamento do delta na costa de Tróia (Figura 2.36). No domínio interno as áreas com erosão mais acentuada localizam-se numa zona com importante influência antrópica junto à cidade de Setúbal. Relativamente às áreas com deposição de sedimentos destaca-se a estrutura alongada que se desenvolve a partir da margem sul do canal de vazante principal e é aproximadamente paralela a zona emersa do banco do Cambalhão. A localização e geometria desta estrutura, bem como o facto de se identificar a montante uma área de erosão no seu alinhamento, sugerem que esta estrutura poderá corresponder a um canal e respectivo lobo de transbordo. Ainda relativamente às áreas com tendência para a acumulação de sedimentos, destaca-se a zona da barra e as zonas de baixa profundidade (rasos de maré) mais para montante da bacia estuarina cuja tendência evolutiva só foi possível analisar nesta última comparação.

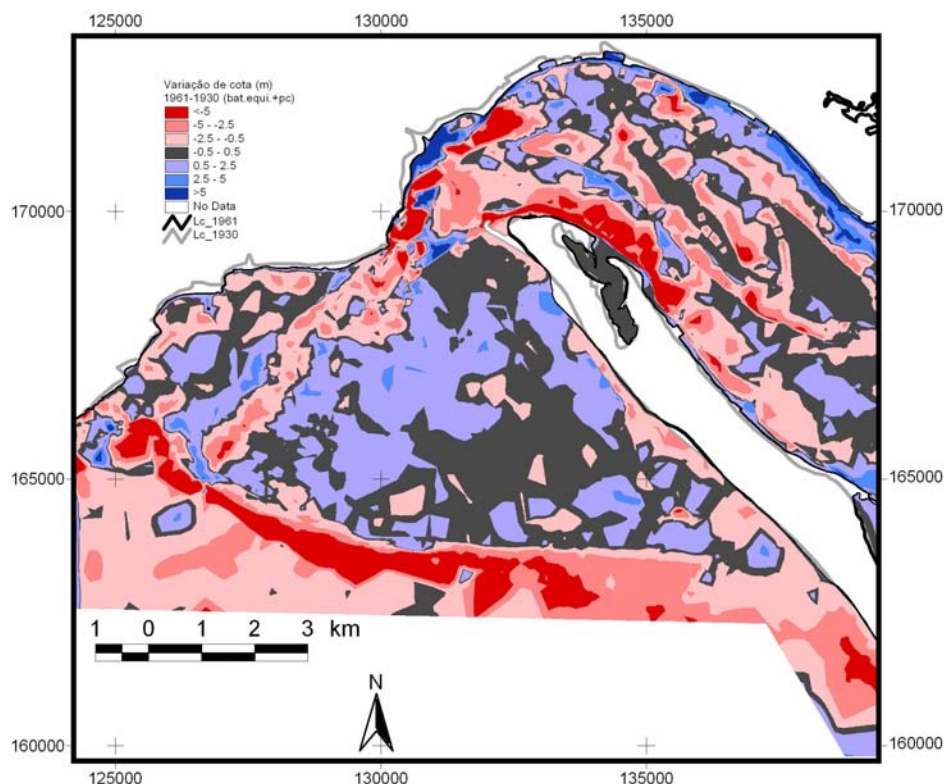


Figura 2.34 - Representação da variação de cota do fundo obtida por comparação dos MDE's produzidos com as batimétricas equivalentes e os pontos cotados das cartas de 1968 e 1930. Áreas com erosão e sedimentação representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.

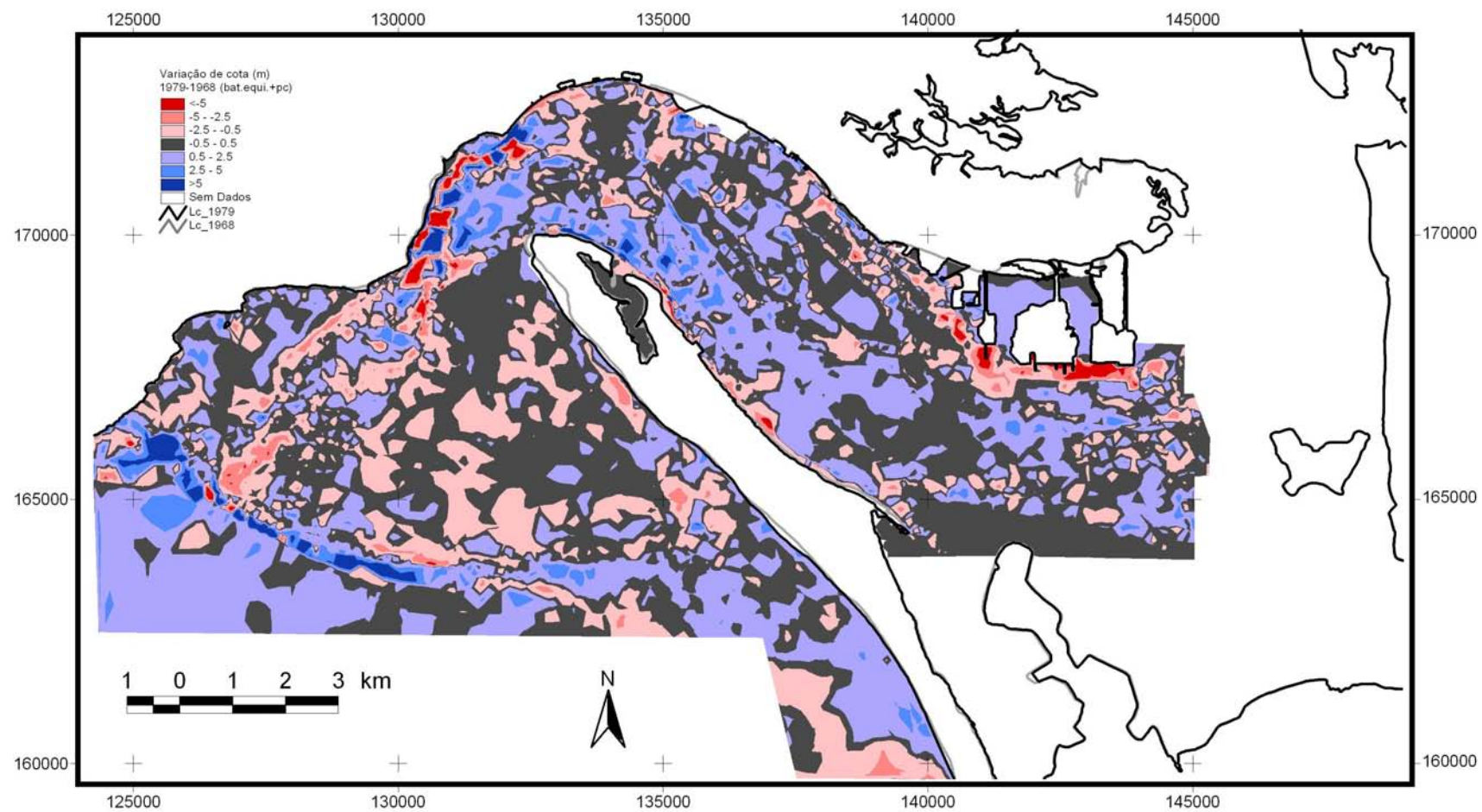


Figura 2.35 - Representação da variação de cota do fundo obtida por comparação dos MDE's produzidos com as batimétricas equivalentes e os pontos cotados das cartas de 1979 e 1968. Áreas com erosão e sedimentação representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos

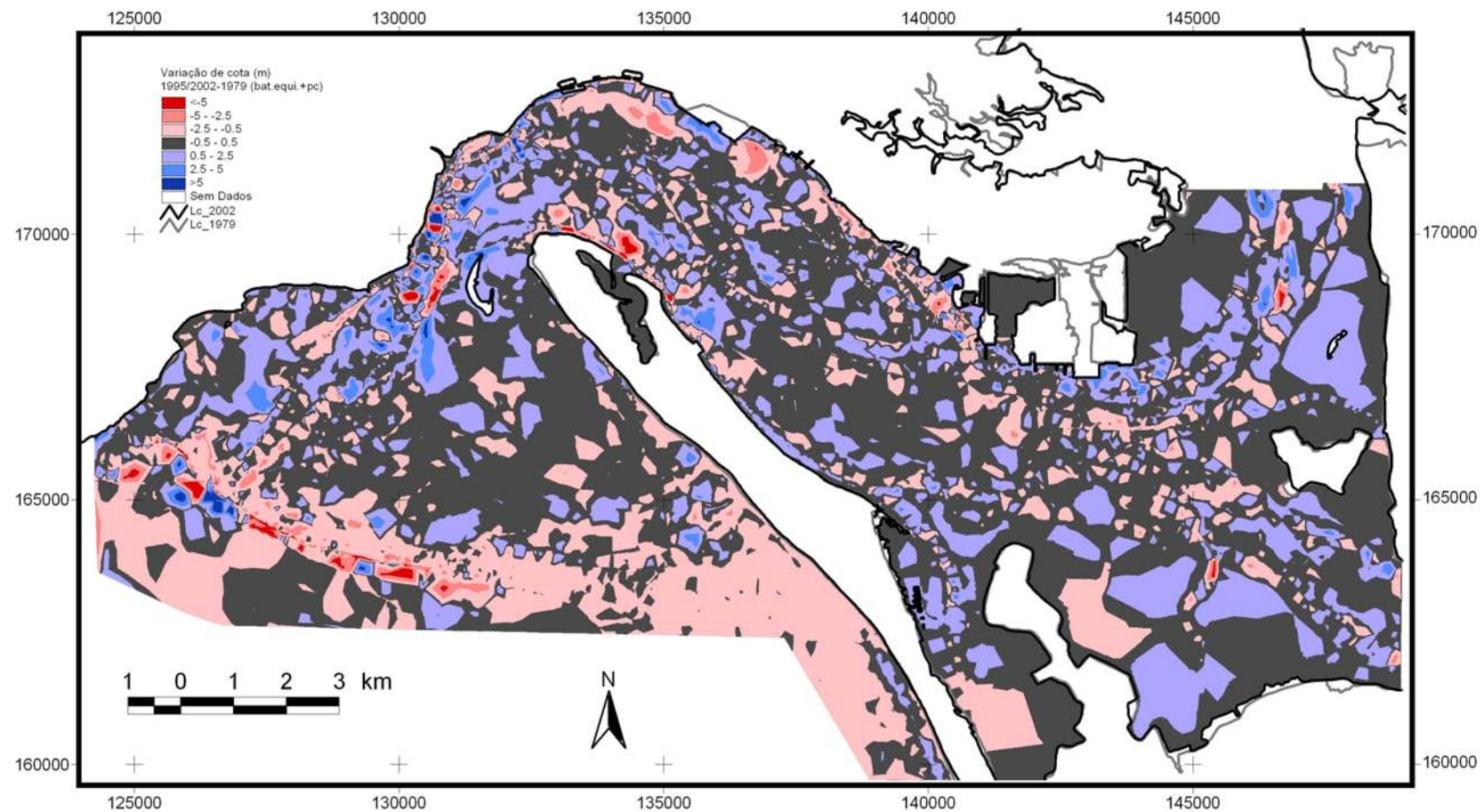


Figura 2.36 - Representação da variação de cota do fundo obtida por comparação dos MDE's produzidos com as batimétricas equivalentes e os pontos cotados das cartas de 1995/2002 e 1979. Áreas com erosão e sedimentação representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos



Tabela 2.9 - Zonas de variação de cota do fundo (erosão ou sedimentação) nos domínios interno (INT) e externo (EXR) do estuário, que se destacam pela intensidade das variações ou pela sua relevância morfológica. Comparações de cota efectuadas entre as cartas de 1968-1930, 1979-1968 e 1995/2002-1979.

ZONA	SEDIMENTAÇÃO	EROSÃO
<b>1968-1930</b>		
EXT	<ul style="list-style-type: none"> <li>Barras lineares que flanqueiam o canal de vazante principal, particularmente a barra norte;</li> <li>Superfície do delta de vazante (plataforma de espalho), particularmente a sul do canal de vazante principal.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Canal de vazante principal, especialmente na zona mais distal (“passe da barra”);</li> <li>Lobo frontal do delta de vazante;</li> <li>Faixa ao longo da costa de Tróia, que poderá corresponder a um canal de enchente marginal;</li> <li>Faixa ao longo da costa norte (Arrábida), que poderá corresponder a um canal de enchente marginal.</li> </ul>
INT	<ul style="list-style-type: none"> <li>Faixa ao longo da margem direita do estuário;</li> <li>Zona junto à ponta da Pêra;</li> <li>Margem norte do canal sul.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Canal sul;</li> <li>Zona terminal (mais externa) do canal Norte</li> <li>Faixa bordejando o delta de enchente e “canal” que atravessa o delta (canal de transbordo ?).</li> </ul>
<b>1979-1968</b>		
EXT	<ul style="list-style-type: none"> <li>Base do lobo frontal do delta de vazante do estuário</li> <li>Faixa ao longo da zona sul da costa de Tróia.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Alguns sectores do topo do lobo frontal do delta</li> <li>Ao longo das barras lineares que flanqueiam o canal de vazante principal (usualmente designado por “canal de acesso”)</li> <li>Ao longo do canal marginal de enchente junto a costa de Tróia</li> <li>Zona mais distal do canal de vazante principal (“passe da barra”);</li> </ul>
INT	<ul style="list-style-type: none"> <li>Canal sul, especialmente frente à boca da caldeira de Tróia</li> <li>Zona central do estuário, Entre a Ponta de Pêra e a Setenave.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Faixa ao longo da linha de costa interna de Tróia</li> <li>Faixa junto a linha de costa em frente à Setnave (canal da Setnave).</li> </ul>
<b>1995/2002-1979</b>		
EXT	<ul style="list-style-type: none"> <li>Faixa de direcção aproximadamente N-S que se estende para sul a partir da margem sul do canal de vazante principal (lobo de transbordo?);</li> <li>Pequena área, na base do lobo frontal do delta de vazante, em frente ao canal principal de vazante.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Lobo frontal do delta de vazante;</li> <li>Margem sul do extremo interno do canal de vazante principal;</li> <li>Faixa ao longo da linha de costa na área do Outão;</li> <li>Área de enraizamento do delta na zona sul da costa de Tróia.</li> </ul>

ZONA	SEDIMENTAÇÃO	EROSÃO
INT	<ul style="list-style-type: none"><li>• Área junto à cabeceira do canal sul, em frente às instalações militares (estação de desmagnetização);</li><li>• Faixa junto a linha de costa em frente à Setnave (canal da Setnave).</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>• Zona do canal sul em frente à boca da caldeira de Tróia;</li><li>• Faixa ao longo do extremo norte da linha de costa interna de Tróia;</li><li>• Faixa junto à linha de costa em frente à Setúbal e ao terminal de contentores (canal Norte)</li></ul>

Para as duas superfícies relativas aos períodos comparados mais recentes as variações de cota do fundo foram integradas no tempo, obtendo-se novas superfícies representativas das taxas de sedimentação (Figura 2.37 e Figura 2.38). A superfície relativa as variações de cota do fundo entre 1930 e 1968, ao contrario das restantes, não foi integrada no tempo face a inferior resolução dos dados de base e à escassa informação relativa às suas datas de aquisição.

A fim de ilustrar o grande impacto que os tipos de dados seleccionados para a interpolação das superfícies podem ter nos resultados obtidos, optou-se por apresentar duas versões das superfícies representativas das taxas de sedimentação. Uma versão resultou da comparação de superfícies interpoladas considerando as batimétricas equivalentes e os pontos cotados e a outra versão resultou da comparação de superfícies interpoladas apenas considerando as batimétricas equivalentes.

A análise das taxas de sedimentação médias foi feita considerando a totalidade da área com dados independentes comum a cada par de cartas batimétricas comparadas (Tabela 2.10) e considerando apenas a área com dados validos comum a todas as cartas batimétricas utilizadas (Tabela 2.11). O facto de se manter a área analisada, nesta última opção de cálculo das taxas de sedimentação médias, permite que as taxas obtidas para os dois períodos considerados possam ser comparadas.

Os resultados que se obtiveram da comparação entre as cartas de 1979 e 1968 (Figura 2.35 e Figura 2.37) indicam uma tendência geral para a acumulação de sedimentos (taxas de sedimentação positivas) tanto no domínio interno como no externo do estuário. Para a totalidade da área analisada, cerca de 140 km<sup>2</sup>, obtiveram-se taxas de sedimentação médias que variam entre 56 e 36 mm/ano, consoante se utilizam ou não os pontos cotados na geração do MDE, respectivamente (Tabela 2.10).

Os resultados obtidos da comparação entre as cartas de 1995/2002 e 1979 (Figura 2.36 e Figura 2.38) indicam que, para os cerca de 188 km<sup>2</sup> que constituem a totalidade da área analisada as taxas de sedimentação médias variam entre 6 e -4 mm/ano consoante se utilizam ou não os pontos cotados na geração do MDE, respectivamente (Tabela 2.10). Face a este intervalo de variação, não é possível concluir se a evolução da área analisada como um todo se deu no sentido da perda ou da acumulação de sedimento.

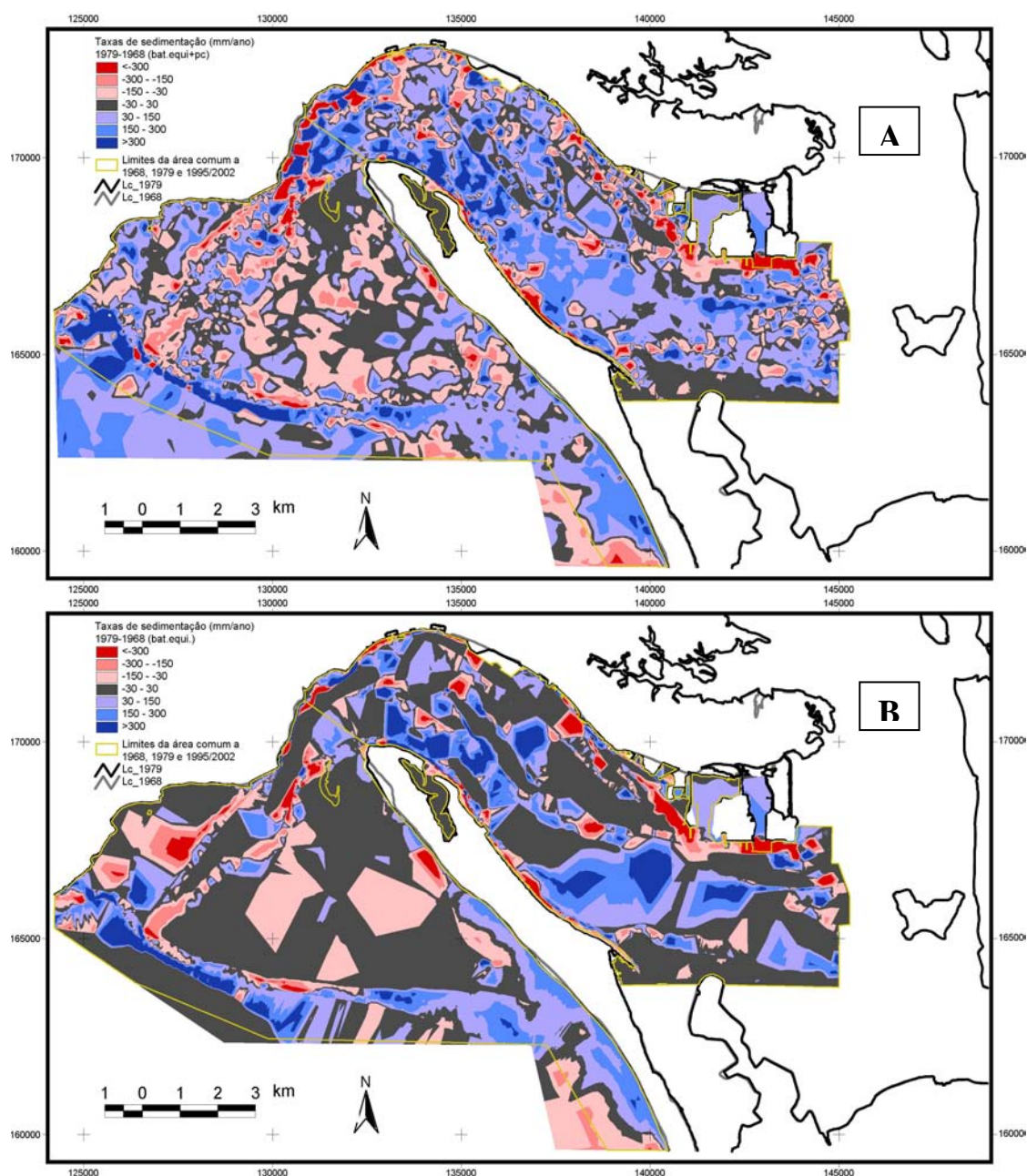


Figura 2.37 - Taxas de sedimentação / erosão estimadas para o período relativo às cartas de 1979 e 1968. A) Superfícies interpoladas com batimétricas equivalentes e pontos cotados; B) superfícies interpoladas apenas com batimétricas equivalentes. Área com taxas de sedimentação negativas e positivas representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.

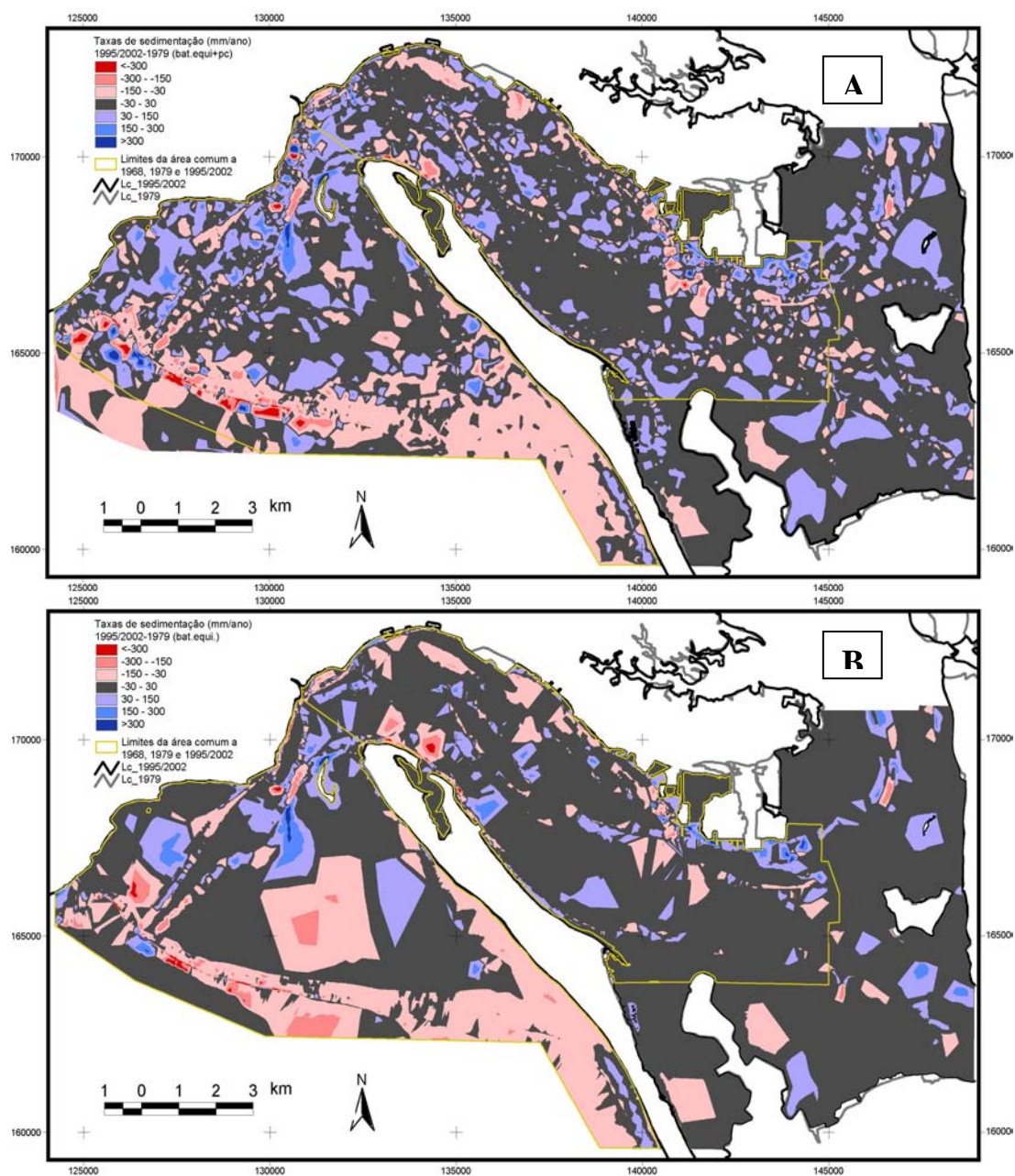


Figura 2.38 - Taxas de sedimentação / erosão estimadas para o período relativo às cartas de 1995/2002 e 1979. A) superfícies interpoladas com batimétricas equivalentes e pontos cotados; B) superfícies interpoladas apenas com batimétricas equivalentes. Área com taxas de sedimentação negativas e positivas representadas a vermelho e azul, respectivamente; tons mais escuros referem-se a valores mais extremos.

Tabela 2.10 - Taxas de sedimentação (positivas) ou de erosão (negativas), em mm/ano, estimadas para os períodos relativos às cartas 1995/2002-1979 e 1979-1968. Cálculos referentes à totalidade da área, com dados independentes, comum ao par de cartas comparadas.

<i>Cartas em comparação</i>	<i>1995/2002 - 1979</i>	<i>1979 - 1968</i>
Área comparada (km <sup>2</sup> )	190	140
MDE de batimétricas equivalentes + pontos cotados	6,5	56,4
MDE de batimétricas equivalentes	-3,7	36,3
Variação dos 2 métodos	10,2	20,1

Tabela 2.11 - Taxas de sedimentação (positivas) ou de erosão (negativas), em mm/ano, estimadas para os períodos relativos às cartas 1995/2002-1979 e 1979-1968. Cálculos referentes à área com dados independentes comum as 3 cartas comparadas (geral) e a essa área subdividida nos domínios interno (Int) e externo (Ext) do estuário.

<i>Cartas em comparação</i>	<i>1995/2002 - 1979</i>			<i>1979 - 1968</i>		
	Geral	Int	Ext	Geral	Int	Ext
Área comparada (km <sup>2</sup> )	120	50	70	120	50	70
MDE de batimétricas equivalentes + pontos cotados	4,1	12,0	-2,3	54,0	61,3	48,2
MDE de batimétricas equivalentes	-7,9	4,4	-17,6	38,9	56,5	24,8
Variação dos 2 métodos	11,9	7,7	15,3	15,1	4,8	23,4

A carta de 1968 engloba dados recolhidos durante um período de 7 anos desde 1961 até 1968, não se dispondo de informação relativa às áreas da carta a que correspondem os dados com diferentes datas (carta sem diagrama de compilação). Com o objectivo de avaliar o erro associado a considerar diferentes datas para os dados, confrontaram-se os resultados obtidos considerando que os dados eram representativos do estuário à data mais recente (1968) ou a data intermédia do período durante o qual foram adquiridos dados (1968-3,5 anos = 1964,5) (Tabela 2.12). Constatou-se que a diferença entre as taxas de sedimentação estimadas é bastante expressiva, avultando em cerca de 30%. Assumindo que a cada ano de diferença nas datas de aquisição dos dados corresponde um erro de cerca de 10% nas taxas de sedimentação estimadas, para o período de 7 anos de incerteza da data dos dados da carta de 1968 poderá corresponder um erro na estimativa das taxas de sedimentação de 70%.

Tabela 2.12 – Taxas de sedimentação (em mm/ano) calculadas para o período 1979-1961/1968. Avaliação do erro associado à assunção de que a carta 1961/1968 é representativa do estuário em 1968 ou à data intermédia (1964,5) dos trabalhos de campo.

	<i>Bat. equivalente+Pontos Cotados</i>			<i>Bat. equivalente</i>		
	Geral	Int	Ext	Geral	Int	Ext
Valor médio 1979-1964,5 (intervalo 14,5 anos)	37,3	40,7	34,6	26,4	37,3	17,7
Valor máximo 1979-1968 (intervalo 11anos)	54,0	61,3	48,2	38,9	56,5	24,8
Variação dos 2 métodos	16,7	20,7	13,6	12,5	19,2	7,1
Variação percentual	31%	34%	28%	32%	34%	29%



A inclusão dos pontos cotados na geração dos MDE's resulta, sistematicamente, na obtenção de valores para as taxas de sedimentação mais elevadas do que aqueles que se obtém utilizando apenas as batimétricas equivalentes. As diferenças nos resultados obtidos utilizando os dois métodos descritos são suficientes para que haja uma inversão do sinal da taxa de sedimentação estimada para o período 1995/2002-1979. No entanto, esta inversão do sinal não se verifica quando se analisam separadamente as áreas interna e externa do estuário. Quando se utilizaram os MDE's com base apenas nas batimétricas para a comparação entre as cartas de 1995/2002 – 1979, o decréscimo (relativamente aos MDE's que incluem os pontos cotados) na taxa de sedimentação média calculada para o estuário externo é suficientemente grande para inverter o sinal da totalidade da área estuarina considerada. Este predomínio do sinal negativo proveniente da zona externa do estuário é explicável pelo facto de o estuário externo não só ter uma maior área que o interno, como também, por incluir as zonas com erosão mais intensa, nomeadamente, a zona do lobo frontal do delta de vazante. Efectivamente, é nessa zona que se encontram a quase totalidade das áreas com taxas de sedimentação francamente negativas. Excluindo esta zona, a tendência geral é, tal como com a comparação 1968-1979, para a acumulação de sedimentos (taxas de sedimentação positivas), muito embora essa acumulação para o período 1995/2002-1979 ocorra a taxas substancialmente mais baixas que no período 1968-1979.

O decréscimo das taxas de sedimentação estimadas para o domínio externo do estuário pode ainda ser influenciado por eventuais diferenças nos volumes de sedimentos dragados durante os períodos em referência. O volume de sedimentos dragados do domínio externo do estuário (zona do canal de acesso e barra) durante o período de 11 anos relativo à 1ª comparação (1979-1968) foi estimado em cerca de  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Vicente et al., 1989). Considerando a totalidade da área do domínio externo para a qual se compararam taxas de sedimentação (Tabela 2.11), este volume de sedimentos dragados corresponderia a um incremento da taxa de sedimentação média estimada em cerca de 3mm/ano. Para o período relativo à 2ª comparação (1995/2002-1979) não se dispõem de dados que permitam estimar o volume de sedimentos dragados. No entanto, para explicar um decréscimo das taxas de sedimentação médias do domínio externo de +25mm/ano em 1979.1968 para -18mm/ano em 1995/2002-1979 seria necessário supor que o volume de sedimentos dragados no 2º período comparado fosse cerca de 14x mais elevado do que o dragado durante o 1º período comparado. Dado que se considera improvável um acréscimo tão grande no volume de sedimentos dragados, crê-se que as dragagens, muito embora possam ter contribuído para isso, não poderão explicar por si só o decréscimo nas taxas de sedimentação estimadas.

Na Tabela 2.13 resumem-se as tendências de evolução, no sentido da sedimentação (taxa de sedimentação positiva) ou erosão (taxa de sedimentação negativa), de algumas estruturas morfo-sedimentares do estuário.

#### **2.4.2.5 Volume do delta de vazante**

A evolução da forma e volumetria do delta de vazante do estuário foi avaliada por comparação dos deltas residuais calculados a partir das cartas batimétricas de 1995/2002 e 1930 (Figura 2.26 e Figura 2.39). Comparando os dois deltas residuais conclui-se que o delta de vazante perdeu cerca de  $150 \times 10^6 \text{ m}^3$  de sedimentos e diminui tanto em comprimento como em largura, mas no entanto mantendo o seu

parâmetro de forma e os cerca de 40 m de espessura máxima de sedimentos (Tabela 2.14).

Tabela 2.13 – Tendência de sedimentação ou erosão de estruturas morfo-sedimentares do estuário. Taxas de sedimentação inferidas por comparação de cartas batimétricas de 1930 a 1995/2002.

[illegible]

■ ■ ■ ■ Sedimentação    ■ ■ ■ ■ Erosão    □ □ □ □ Tendência indeterminada

Vários autores propuseram equações estabelecidas com base em parâmetros empíricos que relacionam as volumetrias do prisma de maré e do respectivo delta de vazante (para uma síntese desse problema consultar Hicks & Hume, 1996). A fim de testar a aplicabilidade deste tipo de relações ao caso do estuário do Sado confrontaram-se os volumes calculados utilizando os MDE's (considerados como volumes de referência) com os volumes determinados por algumas das equações referidas em Hicks e Hume (1996). Foram testadas equações em que não se considera o ângulo do jacto de vazante com a linha de costa (Figura 2.40 A) e equações em que esse ângulo é considerado (Figura 2.40 B). Os volumes dos prismas de maré foram determinados utilizando a relação entre a área da secção da barra e o volume do prisma proposta por Jarret (1976), com os parâmetros utilizados por Andrade *et al* (2006) (Tabela 2.15).

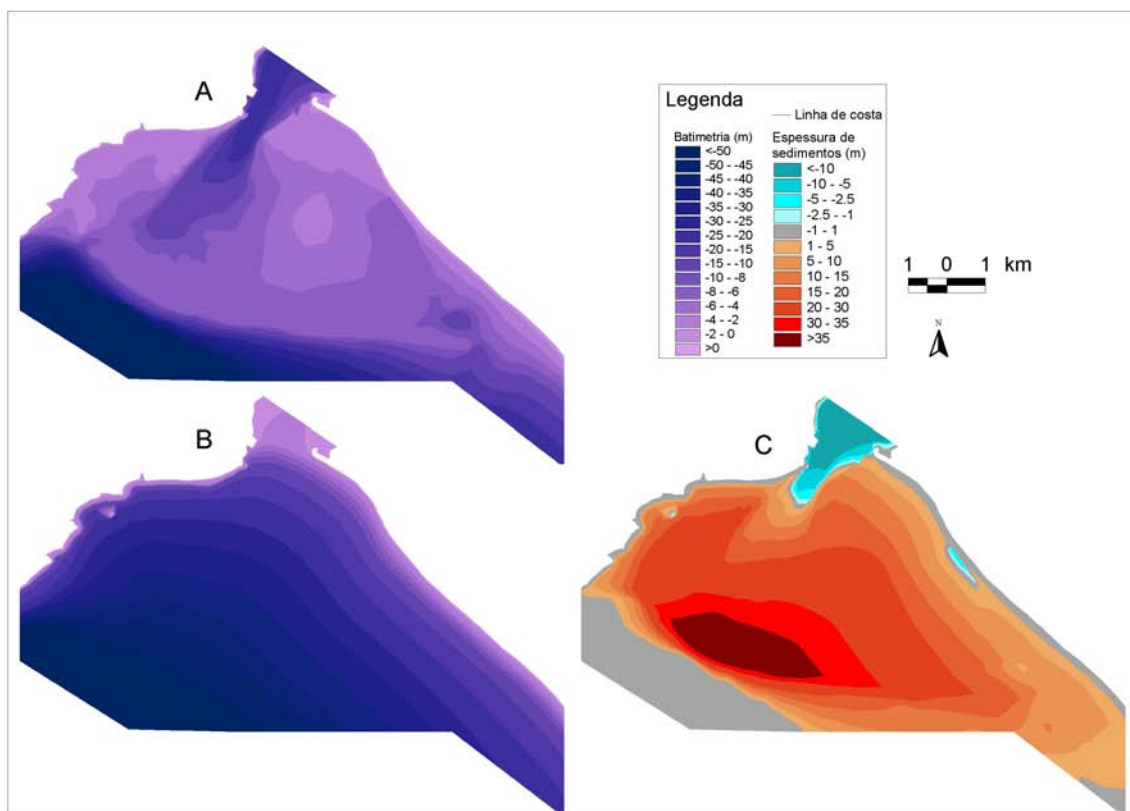


Figura 2.39 - Estimativa do volume e espessura de sedimentos do delta de vazante em 1930. A – Modelo digital de terreno (MDE) da batimetria do delta; B – MDE de batimetria inferida sem delta e C – MDE do delta residual. Comparar com a Figura 2.26.

Tabela 2.14 – Volume, área, comprimento, largura e parâmetro de forma do delta em 1995/2002 e 1930.

Ano de edição da carta batimétrica	Volume ( $m^3 \times 10^6$ )	Área ( $m^2 \times 10^6$ )	Comprimento normal à costa (m)	Largura paralela à costa (m)	Parâmetro de forma C/L
1995/2002	958	58	6700	12000	0,56
1930	1110	66	7000	12500	0,56

Constatou-se que de uma forma geral todas as equações subestimam o volume do delta relativamente aos volumes de referência. Acresce ainda que, de entre as várias estimativas disponíveis para o volume do prisma de maré, foram considerados nestes cálculos os valores mais elevados, que foram os obtidos através da aplicação da equação de Jarret (Tabela 2.18). A utilização de estimativas mais baixas para o volume do prisma de maré conduziria a uma ainda maior subestimação do volume do delta de vazante relativamente aos volumes de referência.



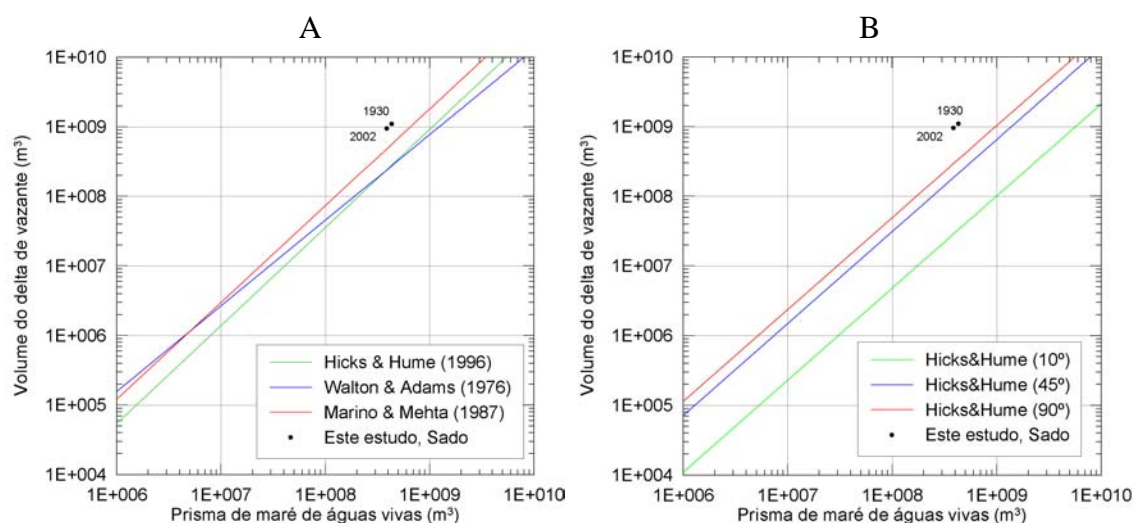


Figura 2.40 – Relação entre o volume do Prisma de maré e delta de vazante do Sado calculados utilizando MDE's e calculados a partir de relações empíricas. A - Equações que não consideram o ângulo do jacto de vazante e B - Equações que considerando o ângulo do jacto de vazante com 10°, 45° e 90°. Prismas de maré determinados segundo Jarret (1976)

Tabela 2.15 – Volume do delta de vazante (V) estimado por subtração de MDE's e por aplicação de relações empíricas, considerando: a área da secção da barra (A), o volume do prisma de maré (P), e ângulo do jacto de vazante com a costa ( $\theta$ ). 1) Medido em mapa batimétrico; 2) Medido em modelo digital de terreno; 3) Eq. de Jarret:  $A=3,039 \times 10^{-5} \times P^{1,05}$ ; 4) Eq. *Marino & Mehta*:  $V=5,6 \times 10^{-4} \times P^{1,39}$ ; 5) Eq. de Hicks & Hume:  $V=1,37 \times 10^{-3} \times P^{1,32} \times (\sin \theta)^{1,33}$ ; 6) Volume do delta residual, calculado a partir da subtração de modelos digitais de terreno.

Ano	1)	2)	3)	Volume delta de vazante		
	Ângulo do jato de vazante com linha de costa de Tróia	Área da secção da barra	Prisma de maré Eq. de Jarret, (1976)	4)	5)	6)
	(°)	(m <sup>2</sup> )	(m <sup>3</sup> ×10 <sup>6</sup> )	Eq. de Marino & Mehta (1987) (m <sup>3</sup> ×10 <sup>6</sup> )	Eq. de Hicks & Hume (1996) (m <sup>3</sup> ×10 <sup>6</sup> )	Modelo digital de terreno (m <sup>3</sup> ×10 <sup>6</sup> )
2002	86	31470	385	481	294	958
1979	86	32320	395	499	304	----
1968	87	35143	428	557	338	----
1930	90	35313	430	561	341	1110

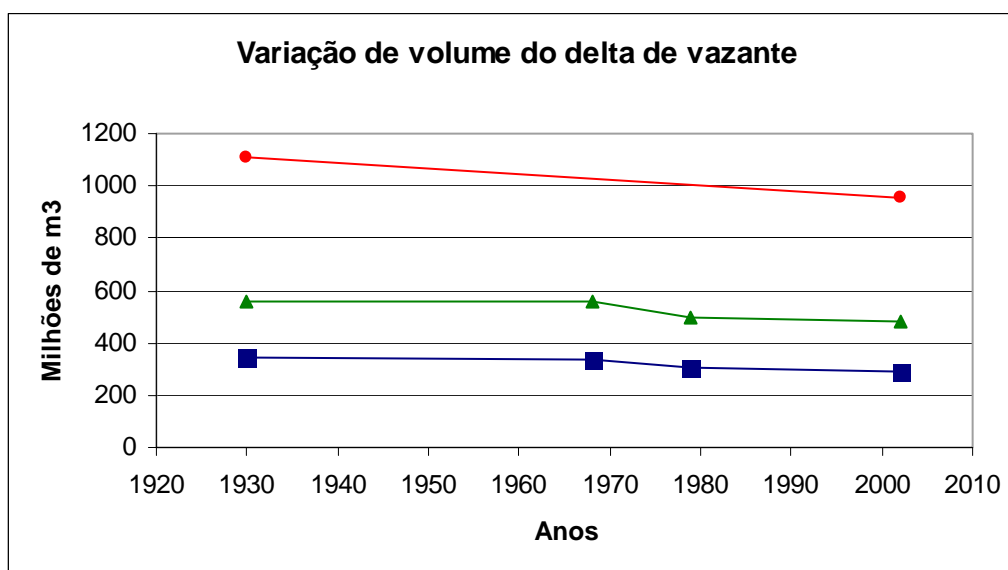
Das várias equações testadas a que mais se aproxima dos volumes de referência é a proposta por Marino e Mehta (1987, em Hicks e Hume, 1996). Considerando o ângulo do jacto de vazante, os valores obtidos com a equação proposta por Hicks e Hume (1996) avultam em cerca de metade do valor obtido com a equação proposta por Marino e Mehta (1987, em Hicks e Hume, 1996). Apesar desta diferença, comparando os volumes de referencia com os calculados pelo método de Hicks & Hume (1996) constata-se que os últimos se encontram dentro da margem de erro de 4x sugerida pelos autores para o método.

Os volumes calculados para o delta de vazante por subtração de modelos digitais de terreno são muito mais elevados que os volumes estimados através da relação estabelecida com o prisma de maré que, por sua vez, foi estimado através da área da secção do canal da barra. Esta diferença nos volumes estimados pode indiciar uma

sobrevalorização do volume calculado por comparação de MDE's. Com efeito, este método de estimar o volume do delta de vazante assume que a elevação do fundo marinho existente ao largo da barra é constituída na sua totalidade por sedimentos não consolidados correspondentes ao delta. As sondagens e dados geofísicos existentes actualmente sobre esta área do estuário do Sado não permitem avaliar a validade desta assunção. Acresce ainda que a proximidade da serra da Arrábida e a presença de afloramentos rochosos como a Pedra da Anixa, podem indiciar que no volume atribuído ao delta de vazante do estuário possam estar incluídos materiais consolidados, estando nesse caso o volume do delta a ser sobreavaliado.

Os volumes estimados para o delta do estuário do Sado utilizando os diversos métodos testados têm diferenças importantes. No entanto, todos os métodos indicam que o volume do delta decresceu consistentemente ao longo do período de tempo analisado.

Figura 2.41 – Variação de volume do delta de vazante do estuário do Sado. A vermelho (pontos), valores obtidos por comparação de MDE's; a azul (quadrados) valores obtidos por aplicação das equações de Jarret e de Hicks e Hume; a verde (triângulos) valores obtidos por aplicação das equações de Jarret e de Marino e Mehta.



Partindo do pressuposto que o delta de vazante de estuário se encontrava em equilíbrio com as condições vigentes tanto em 1930 como em 2002, podemos considerar três factores para justificar o decréscimo do seu volume, a saber: 1) A progradação da linha de costa de Tróia; 2) o acréscimo do ângulo entre o jacto de vazante e a linha de costa e 3) a redução da bacia estuarina (tanto em área como em volume), com consequente redução do prisma de maré.

Entre 1930 e 2002 ocorreu uma progradação relevante do extremo norte da linha de costa da península de Tróia. Esta deslocação para oeste da linha de costa fez com que uma área de aproximadamente  $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2$  fosse subtraída ao delta de vazante do estuário para passar a integrar a península de Tróia. Considerando que a cota média das superfícies em 1930 e 2002, respectivamente, fosse de  $-1,5 \text{ m}$  e  $5 \text{ m}$ , o volume de

sedimentos correspondente ao crescimento da península de Tróia será de aproximadamente  $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ , ou seja cerca de 0,3 % do volume do delta.

Segundo o modelo proposto por Hicks e Hume (1996), o volume do delta de vazante é influenciado pelo ângulo compreendido entre a direcção do jacto de vazante e a linha de costa, sendo o volume do delta tanto maior quanto maior for o referido ângulo. Considerando que em 1930 o delta tinha um volume de  $1110 \times 10^6 \text{ m}^3$  com um ângulo de  $90^\circ$ , a redução de  $5^\circ$  no ângulo deverá implicar uma redução do volume do delta que avultara em cerca de 0,5% do volume inicial, o que corresponde a  $6 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

Conclui-se que segundo as estimativas feitas, o somatório das contribuições para a redução de volume do delta da progradação da linha de costa e da variação do ângulo do jacto de vazante é inferior a 1%, devendo portanto os restantes 13% da variação estimada ser atribuídos à redução do prisma de maré.

#### 2.4.2.6 Volume do prisma de maré e espaço de acomodação

Utilizando a superfície batimétrica mais recente, avaliou-se a variação de volume entre os prismas de maré em mares máximas, marés de águas vivas e mares de águas mortas. As diferentes amplitudes de maré são responsáveis por grandes variações do volume do prisma de maré, sendo o prisma de maré em águas mortas cerca de 2 vezes menor do que em águas vivas e cerca de 3 vezes menor do que o prisma de maré máxima (Tabela 2.16).

Tabela 2.16 – Prismas de maré, calculados a partir do MDE resultante da carta de 1995/2002, em situação de águas vivas máximas, águas vivas e águas mortas. Cota de maré referida ao zero hidrográfico (ZH).

<i>Marés</i>	<i>Cota acima do ZH</i>		<i>Volume (<math>\text{m}^3 \times 10^6</math>)</i>	<i>Variação de volume relativa as águas mortas (<math>\text{m}^3 \times 10^6</math>)</i>	
	<i>PM</i>	<i>BM</i>			<i>%</i>
Águas vivas máximas	3,9	0,0	452	291	280.6%
Águas vivas	3,3	0,6	322	161	200.2%
Águas mortas	2,6	1,3	161	----	----

A superfície batimétrica de 1995/2002 foi também utilizada para avaliar a contribuição dada para o volume total do prisma de maré pela inundação da zona costeira acima do nível médio do mar. Constatou-se que essa contribuição representa um acréscimo do volume estimado para o prisma de maré de águas vivas na ordem dos  $42 \times 10^6 \text{ m}^3$  o que corresponde a um aumento de 13% (Tabela 2.17).

Tabela 2.17 – Comparação de estimativas do volume do prisma de maré excluindo e incluindo a área inundável acima do nível médio do mar. Cálculos efectuados para marés de águas vivas e águas mortas.

<i>Mares</i>	<i>Dados batimétricos</i>		<i>Dados batimétricos e altimétricos</i>		<i>Variação</i>			
	<i>Área (<math>\text{km}^2</math>)</i>	<i>Volume (<math>\text{m}^3 \times 10^6</math>)</i>	<i>Área (<math>\text{km}^2</math>)</i>	<i>Volume (<math>\text{m}^3 \times 10^6</math>)</i>	<i>Área (<math>\text{km}^2</math>)</i>	<i>(%)</i>	<i>Volume (<math>\text{m}^3 \times 10^6</math>)</i>	<i>(%)</i>
Águas vivas	135	322	166	365	30	18	42	13
Águas mortas	135	161	158	180	22	14	19	12

De acordo com a estimativa feita, a área inundável acima do nível médio do mar tem actualmente uma contribuição pouco importante (cerca de 13%, Tabela 2.18), para o volume total do prisma de maré. Essa fraca contribuição relaciona-se certamente com o facto de ao longo de grandes extensões das margens do estuário a linha de costa ter sido intervencionada pelo homem, nomeadamente, através da construção de diques e estruturas portuárias. Esta fixação da linha de costa diminui a capacidade de “rollover” do estuário, ou seja, a sua capacidade de migrar para o interior à medida que o nível do mar sobe, (Allen, 1990). A reduzida capacidade de migração do estuário, promove o estreitamento das zonas de transição, nomeadamente as áreas de sapal que vão sendo progressivamente sujeitas a maiores períodos de submersão.

Determinaram-se os volumes dos prismas de maré e do espaço de acomodação em situação de águas vivas para as superfícies batimétricas de 1968, 1979 e 1995/2002. Durante o período de tempo analisado, tanto o volume do prisma de maré como o do espaço de acomodação decresceram consistentemente, tendo os seus volumes sido reduzidos em cerca de 7% e 8%, respectivamente (Tabela 2.18 e Tabela 2.19).

Tabela 2.18 - Prismas de maré de águas vivas calculados para os mapas de 1995/2002, 1979 e 1968

Mapas	Área (km <sup>2</sup> )	Volume (m <sup>3</sup> x10 <sup>6</sup> )		Variação de volume relativa à superfície anterior	
		Dados batimétricos	Correcção topogra. (+42 m <sup>3</sup> x10 <sup>6</sup> )		
1995/2002	135	322	364	20	94,8%
1979	141	342	384	9	97,8%
1968	144	351	393	----	----
Balanço 1968-1995/2002				32	92,7%

Tabela 2.19 – Espaço de acomodação calculado, em maré de águas vivas, para os mapas de 1995/2002, 1979 e 1968.

Mapas	Volume (m <sup>3</sup> x10 <sup>6</sup> )		Variação de volume relativa a superfície anterior	
	Dados batimétricos	Correcção Topogra. (+42 m <sup>3</sup> x10 <sup>6</sup> )	(m <sup>3</sup> x10 <sup>6</sup> )	%
1995/2002	761	803	41	95,2%
1979	802	844	32	96,3%
1968	834	876	----	----
Balanço 1968-1995/2002			73	91,7%

Apesar das limitações tanto dos dados como da metodologia aplicada, os volumes determinados para o prisma de maré encontram-se dentro da gama de valores obtidos com outras metodologias por vários autores (Figura 2.42).

Tendo em conta que a variação de volume do espaço de acomodação estimada em  $73 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Tabela 2.19) por comparação dos mapas 1968-1995/2002 é relativa a um intervalo de tempo médio de 39,5 anos e considerando que a área do domínio interno abaixo da preia-mar de águas vivas é de  $166 \text{ km}^2$  (Tabela 2.17), estima-se uma taxa de sedimentação equivalente para este período na ordem dos 11mm/ano.

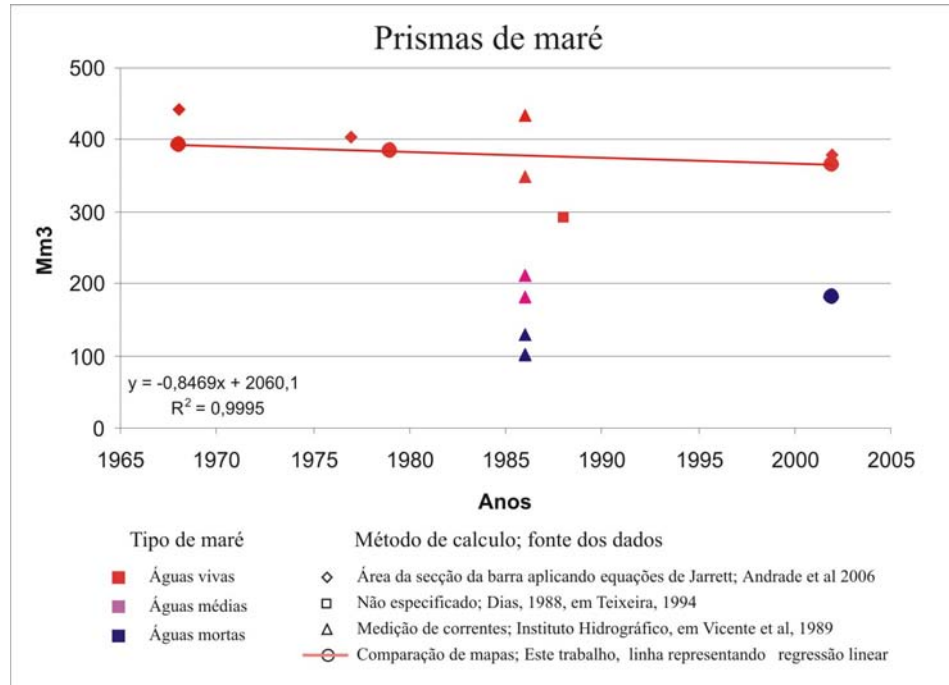


Figura 2.42 – Volumes estimados por vários autores, em milhões de  $\text{m}^3$ , para o prisma de maré do estuário do Sado

O caudal de cheia do rio Sado é da ordem dos  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , o que corresponde a um afluxo de água doce ao estuário de  $4,5 \text{ m}^3 \times 10^6$  durante um ciclo de maré (Vicente et al., 1989). O afluxo de água doce é portanto cerca de duas ordens de grandeza inferior ao prisma de maré (da ordem dos  $160 \text{ m}^3 \times 10^6$  aos  $450 \text{ m}^3 \times 10^6$ ). Face a esta relação de ordens de grandeza, conclui-se que a hidrodinâmica estuarina é claramente dominada pela maré, sendo a contribuição fluvial praticamente desprezável.

Durante o século XX o nível médio do mar tem estado a subir com taxas médias da ordem dos 1 a 2 mm/ano (Church, 2001). Dados do marégrafo de Tróia disponíveis no PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level Rise, <http://www.pol.ac.uk/psmsl/>) referentes aos anos de 1977 a 1996, embora com séries incompletas, sugerem que a taxa de subida relativa do nível médio do mar local seja da ordem dos 0,8 mm/ano. Face a esta subida do nível médio do mar seria de esperar que, contrariamente ao verificado, o prisma de maré e o espaço de acomodação do estuário estivessem a aumentar.

Confrontando a informação disponível sobre o nível do mar, morfologia estuarina e taxas de sedimentação – os três factores principais para a variações de prisma de maré e espaço de acomodação – temos que a subida relativa do nível do mar tem contribuído para aumentar o prisma de maré e o espaço de acomodação, enquanto a redução da área estuarina e as taxas de sedimentação têm contribuído no sentido inverso. Segundo os resultados obtidos neste trabalho, tanto o volume do prisma de maré como o do espaço de acomodação decresceram consistentemente. Sugerindo

portanto estes resultados que as taxas de sedimentação positivas e a redução de área do estuário são suficientemente elevadas para se sobreporem ao efeito de subida do nível do mar, promovendo uma redução do prisma de maré e do espaço de acomodação no estuário.

## **2.5 Conclusões**

Seguem-se as principais conclusões a que se chegou relativamente à metodologia adoptada e às alterações morfológicas identificadas na linha de costa, na morfologia geral do fundo, na forma e volume do delta de vazante e nos volumes do prisma de maré e espaço de acomodação.

### **2.5.1 Métodos**

Apesar das limitações impostas por 1) uma reduzida densidade espacial de dados, 2) incertezas sobre as suas datas de aquisição, 3) as metodologias adoptadas e 4) o curto período de tempo analisado (70 anos qualitativamente e 35 anos quantitativamente), a comparação de cartas batimétricas históricas realizada forneceu informação relevante sobre a evolução recente do estuário do Sado. De um ponto de vista qualitativo, permitiu reconhecer padrões gerais da evolução do estuário e identificar diferentes tendências em algumas das principais unidades morfo-estruturais do estuário. Face às limitações referidas os resultados quantitativos obtidos devem ser encarados com alguma prudência, julgando-se contudo que deverão ser indicativos da tendência e ordem de grandeza dos processos.

As incertezas sobre as datas de aquisição dos dados utilizadas para produzir as cartas, podem introduzir erros importantes quando se pretende, não só avaliar as tendências de erosão ou sedimentação, mas também determinar as respectivas taxas. Os testes realizados com a carta referente a dados de 1961 a 1968 (Tabela 2.12), mostram que a diferença entre considerar a carta como sendo representativa de uma data central (1964,5) ou da data mais recente (1968) do período de aquisição de dados, introduz variações na taxa de sedimentação estimada que podem atingir 34%.

O método de interpolação linear utilizado e a relação entre a dimensão das células da grelha (5m) e a baixa densidade de pontos cotados existentes, faz com que haja uma sobrevalorização dos pontos cotados na interpolação da superfície. Embora a inclusão dos pontos acrescente discriminação ao MDE melhorando o seu aspecto gráfico, as profundidades pontuais interpoladas podem ter desvios que comprometam a sua aplicação em cálculos numéricos.

Face às diferenças entre os resultados obtidos utilizando os vários tipos de superfícies batimétricas interpoladas, conclui-se que quando se pretende realizar cálculos numéricos (volumes, taxas, balanços...) dispendo-se de escassos dados batimétricos, é preferível utilizar uma abordagem mais conservativa simplificando-se as superfícies interpoladas de forma a modelar apenas os elementos morfológicos de maior escala. Neste sentido, a utilização das superfícies interpoladas apenas com base nas curvas de nível equivalentes parece ser mais adequada para a aplicação em cálculos numéricos. Quando se pretende fazer uma análise qualitativa há claramente vantagem em utilizar a informação adicional fornecida pelos pontos cotados. A inclusão destes pontos nos

algoritmos de interpolação das superfícies faz com estas adquirirem uma maior discriminação na representação da morfologia.

O tipo de mapa e o processo de georeferênciação utilizados não são os mais favoráveis para analisar as variações na posição da linha de costa. Foi no entanto possível reconhecer que existem 2 padrões distintos de evolução da linha de costa, diferenciando-se a península de Tróia da restante costa estuarina.

### 2.5.2 Alterações da linha de costa

A linha de costa da península de Tróia, contrariamente ao que é a regra na maior parte do estuário, está ainda pouco artificializada. Pelo que, pode evoluir de forma a adquirir morfologias que estejam em equilíbrio com as condições vigentes. Na costa interna a alteração mais significativa que se identificou foi na restinga da Ponta de Pêra que, após 1968, sofreu um adelgaçamento e um realinhamento iniciando uma rotação no sentido horário. Na costa oceânica de Tróia as alterações mais importantes da linha de costa ocorreram no extremo norte da península, com o desaparecimento da restinga existente na zona da barra em 1930 e um avanço contínuo da linha de costa que conduzindo ao alargamento da península e a emersão do banco do Cambalhão.

Na maior parte do estuário a zona costeira esta muito artificializada, existindo grande troços em que a linha de costa foi fixada pelo homem, particularmente na costa norte. Desta forma as alterações na posição da linha de costa estão muito condicionadas pela actividade humana, nomeadamente pela construção de aterros e diques ou pelo abandono de estruturas já existentes. Embora com alguns retrocessos e avanços, a evolução tem sido claramente no sentido da perda de área estuarina, avultando essa redução de área de 1968 a 1995/2002 em cerca de 6%. A fixação da linha de costa diminui a capacidade de “*rollover*” do estuário, ou seja, a sua capacidade de migrar para o interior à medida que o nível do mar sobe. A reduzida capacidade de migração do estuário, promove o estreitamento ou mesmo a supressão das zonas de transição, nomeadamente as áreas de sapal.

### 2.5.3 Alterações da morfologia geral do fundo

Entre 1930 e 1968 a extremidade do canal principal que atravessa o delta de vazante do estuário ter-se-á deslocado cerca de 1 km para SE, mantendo-se após 1968 e até 2002 sensivelmente na mesma posição. Como consequência da deslocação da zona terminal do canal, uma área do delta de vazante com cerca de  $1,2 \times 10^6 \text{ m}^2$  foi transferida (*bypass* sedimentar) de uma posição a sul para uma posição a norte do canal.

A comparação das cartas batimétricas de 1968, 1979 e 1995/2002 sugere que não só a área do domínio interno do estuário do Sado tem vindo a decrescer, como também que a distribuição de profundidades nesta área se tem modificado no sentido de incrementar a área com profundidades na faixa do baixo intermareal (-2 m aos 0 m) e reduzir a área com profundidades mais elevadas (zona submareal).

No estuário interno a tendência geral desde 1968 a 1995/2002 é no sentido da acumulação de sedimentos, detectando-se no entanto um decréscimo acentuado nas taxas de sedimentação a partir de 1979. No estuário externo há uma tendência geral de

acumulação para o período de 1968-1979, invertendo-se essa tendência para o período 1979-1995/2002, em que a erosão fundamentalmente localizada no lobo frontal do delta passa a ser dominante.

#### **2.5.4 Alterações do volume do delta de vazante**

Das diversas relações testadas para estimar o volume do delta com base no volume do prisma de maré, a que mais se aproximou das volumetrias estimadas por subtração de MDE's foi a proposta por Marino & Mehta (1987, em Hicks e Hume, 1996). A inclusão nesta estimativa do ângulo entre o jacto de vazante e a linha de costa, proposta por Hicks & Hume (1996), embora não tenha contribuído para melhorar as estimativas produziu resultados que se enquadram dentro da margem de erro de 4x sugerida para o método.

A serra da Arrábida restringe o desenvolvimento do delta para norte do canal de vazante, conferindo-lhe uma morfologia acentuadamente assimétrica relativamente ao canal de vazante principal. Esta assimetria e o elevado ângulo entre o jacto de vazante e a linha de costa conferem ao delta uma morfologia próxima da descrita por Hicks & Hume, (1996) como “meio delta de alto ângulo” *high-angle half-delta*

Os volumes estimados para o delta de vazante a partir das cartas batimétricas de 1930, 1968, 1979 e 1995/2002 sugerem que o volume de sedimentos acumulados no delta tem vindo a decrescer consistentemente (Figura 2.41). Actualmente o volume do delta é estimado em cerca de  $950\text{m}^3 \times 10^6$ , tendo-se reduzido o seu volume de 1930 a 2002 em cerca de  $150 \times 10^6 \text{ m}^3$ , o que corresponde a 14% do seu volume inicial estimado.

Conclui-se que segundo as estimativas feitas, o somatório das contribuições para a redução de volume do delta da progradação da linha de costa e da variação do ângulo do jacto de vazante é inferior a 1%, devendo portanto os restantes 13% da variação estimada ser atribuídos à redução do prisma de maré.

#### **2.5.5 Alterações do volume do prisma de maré e espaço de acomodação**

A hidrodinâmica do estuário do Sado é claramente dominada pela maré, sendo a contribuição fluvial praticamente desprezável.

A grande variação de volume entre o prisma de maré de águas mortas e os prismas de águas vivas (cerca de 2 vezes) e de marés máximas (cerca de 3 vezes), sugere que os ciclos de maré quinzenais provocam grandes variações nos caudais de maré e correntes associadas, que deverão ter expressão na capacidade de transporte e acumulação sedimentar.

As tendências de evolução morfológica e das taxas de sedimentação médias do estuário foram estimadas por comparação de modelos digitais de terreno de mapas batimétricos de 1995/2002, 1979 e 1968. Os resultados sugerem que a área plana do estuário do Sado com cotas inferiores ao nível médio do mar têm vindo a decrescer a uma taxa média de  $\approx 0,2\%$  por ano. As taxas de sedimentação no interior do estuário embora tenham uma tendência decrescente são sempre positivas, indicando portanto acumulação de sedimentos. Na avaliação destas tendências não se incluiu a área acima do nível médio do mar (NM) e não se discriminou entre as zonas submareais e



intermareais. Apesar destas limitações, é possível concluir pela análise feita que tanto a variação de área como as taxas de sedimentação do estuário têm evoluído no sentido de reduzir o prisma de maré.

Segundo os resultados obtidos, tanto o volume do prisma de maré como o do espaço de acomodação decresceram consistentemente. Sugerindo portanto estes resultados que as taxas de sedimentação positivas e a redução de área do estuário são suficientemente elevadas para se sobreporem ao efeito de subida do nível do mar, promovendo uma redução do prisma de maré e do espaço de acomodação no estuário.



# CAPÍTULO

## 3

*ANÁLISE DA MORFOLOGIA E NATUREZA DA  
SUPERFÍCIE DA PLATAFORMA CONTINENTAL COM  
BASE EM DADOS DE SONAR DE VARRIMENTO  
LATERAL*



## **3 Análise da morfologia e natureza da superfície da plataforma continental com base em Dados de sonar de varrimento lateral**

### **3.1 Introdução**

Tendo em vista a descrição, interpretação e discussão dos dados de sonar de varrimento lateral adquiridos durante o cruzeiro SADOGEOROB 1 adoptou-se a seguinte estrutura de apresentação. Começam-se por descrever sumariamente os procedimentos de aquisição e processamento dos dados. Apresentam-se de seguida os dados publicados relativamente à cobertura sedimentar na área, finalizando-se a introdução com algumas notas relativas aos conceitos de lineamento e padrão sedimentar, esclarecendo-se ainda relativamente ao último, qual a nomenclatura adoptada para designar as formas de fundo interpretadas.

A interpretação e discussão dos dados são feitas individualmente para cada um dos dois mosaicos, seguindo-se a mesma metodologia para ambos. Face à melhor qualidade dos dados do mosaico 2, começa-se por apresentar os dados desse mosaico. Após a localização dos dados, é feita uma análise da morfologia do fundo na área a partir de perfis batimétricos obtidos com uma sonda de feixe simples.

Segue-se a apresentação das unidades individualizadas de acordo com a intensidade da retrodispersão, referindo-se qual a granulometria associada aos vários tipos de fundo. As estruturas identificadas são descritas e discutidas, referindo-se os lineamentos dos afloramentos rochosos, os padrões sedimentares e as estruturas interpretadas como antrópicas. Por fim é feita uma síntese da informação apresentada para cada um dos mosaicos.

#### **3.1.1 Dados de Sonar de varrimento lateral**

Durante a campanha SADOGEOROB1 utilizou-se o equipamento GeoChirp1, da Geoacoustic, rebocado em profundidade para adquirir em simultâneo dados de sísmica de reflexão (Chirp) e dados de sonar de varrimento lateral. A interpretação e discussão dos dados de Chirp é apresentada conjuntamente com outros dados de sísmica de reflexão, embora sejam referidos sempre que oportuno.

Foi também utilizada durante o cruzeiro uma sonda de feixe simples fixa ao casco do navio que permitiu a recolha de informação batimétrica ao longo do eixo de todas as fiadas dos dados de sonar adquiridos. As correcções aplicadas a estes dados consideraram o efeito da maré, mas não consideraram o efeito da ondulação. Para filtrar a variação de profundidade induzida pela ondulação nestes dados foi aplicada uma média móvel considerando uma janela de 41 leituras, o que corresponde a cerca de 63m tendo em conta os valores estimados de 0,5s para o intervalo entre leituras consecutivas e de 6 nós para a velocidade de navegação.

Do ponto de vista dos dados de sonar de varrimento lateral seria mais favorável fazer a aquisição de dados segundo linhas paralelas à batimetria. No entanto, optou-se por adquirir os dados navegando segundo linhas perpendiculares à batimetria por se considerar que essa orientação era mais favorável para a interpretação dos dados de

Chirp que foram adquiridos em simultâneo. As linhas de aquisição foram planeadas com um espaçamento de 400m, considerando uma margem de sobreposição de 20%.

Os dados de sonar foram adquiridos com uma frequência de 100 kHz, com um alcance lateral de 250m para cada lado e gravando digitalmente 1024 amostras por canal, o que proporcionou uma imagem final com um pixel de aproximadamente 25cm. O posicionamento foi feito utilizando DGPS com uma taxa de aquisição de 1 Hz e um erro estimado sub-métrico.

Após a aquisição, os dados foram processados pelo Instituto Hidrográfico segundo os seguintes passos:

1. Acerto de ganhos TVG (time variant gain) e equalização dos dois canais (bombordo e estibordo);
2. Correção do seguimento do fundo;
3. Correção dos efeitos das variações de velocidade e navegação. Assumiu-se um intervalo de variação da velocidade da embarcação entre 2 e 8 nós, utilizaram-se 9 pontos para o cálculo das correções e, normalmente, não se excederam 3 iterações de correção;
4. Correção do efeito da obliquidade do feixe;
5. Cálculo da correção de layback e projecção dos dados. Utilizou-se uma célula de 0,25m e coordenadas UTM (fuso 29N) referidas ao elipsóide WGS84;
6. Exportação dos dados para o formato DDS\_VIF (formato vectorial, composto por 4 ficheiros);

Após o processamento os dados foram compilados, tendo-se obtido dois mosaicos com cerca de 21km<sup>2</sup> e 8km<sup>2</sup> designados por mosaico 1 e mosaico 2, respectivamente, (Figura 3.1) que foram exportados como imagens no formato Geo-Tif.

De uma forma geral os dados do mosaico 2 têm uma qualidade bastante melhor do que os do mosaico 1. A deficiente qualidade dos dados do mosaico 1 deve-se, fundamentalmente, a três factores. 1º Problema no cabo de suspensão do equipamento que provocava o adornar do “peixe” para um dos bordos, degradando muito a qualidade do sinal; 2º A presença de obstáculos submersos, nos quais o “peixe” ficou diversas vezes preso (e.g. artes de pesca) provocando variações bruscas de rumo, velocidade e profundidade, o que implicou frequentemente a interrupção das fiadas; 3º aquisição de dados feita ao longo de vários dias com diferentes condições climáticas

### **3.1.2 Cobertura sedimentar na área dos mosaicos**

Foram individualizadas unidades (ou tipos de fundo) para cada um dos mosaicos de sonar de varrimento lateral, de acordo com a intensidade da retrodispersão e a homogeneidade do sinal. Uma vez que não se dispunha de outros dados (e.g. amostras ou imagens dos sedimentos de fundo), a interpretação dos dados de sonar foi comparada, no que se refere às características dos sedimentos das unidades acústicas interpretadas, com dados publicados sobre a cobertura sedimentar na área, a saber, a carta geológica e a carta de sedimentos superficiais.

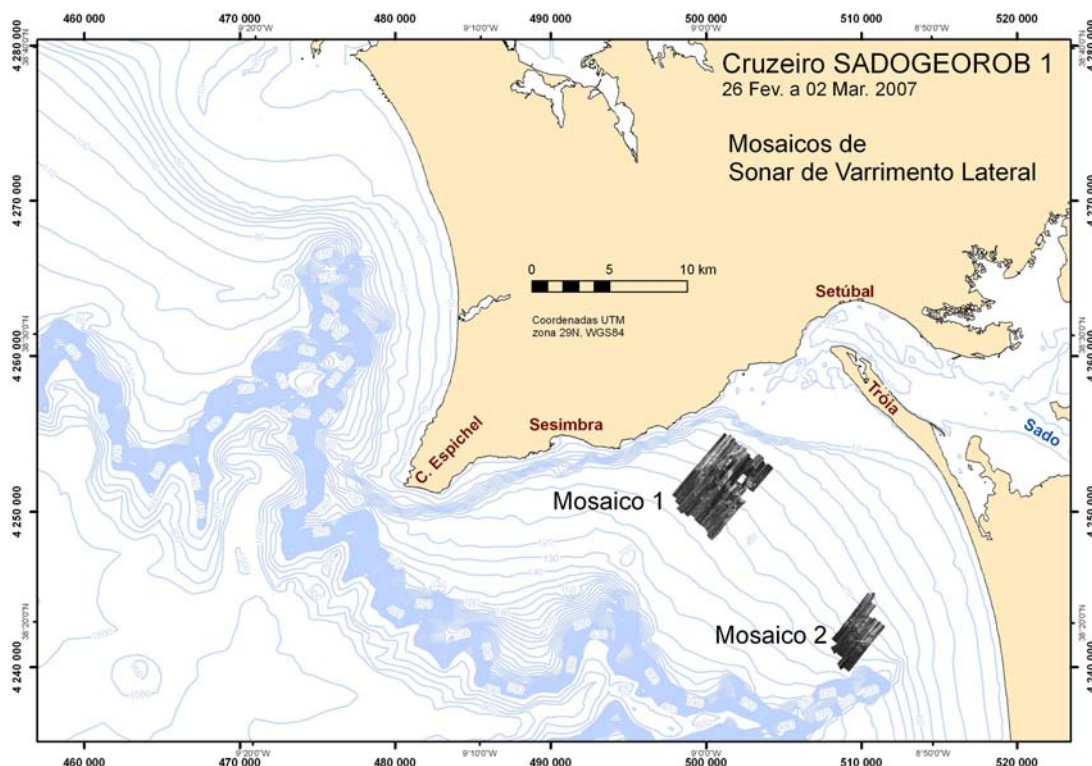


Figura 3.1 – Localização dos dois mosaicos de sonar de varrimento lateral adquiridos no cruzeiro SADOGEOROB1.

Segundo a 5ª edição da Carta geológica de Portugal à escala 1:500 000 (SGP, 1992), a área abrangida pelos dois mosaicos de sonar abrange duas das unidades definidas, para a área imersa da plataforma, com base em dados de reflexão sísmica e amostragem de sedimentos (Figura 3.2). A unidade designada por **p-a**, correspondente a formações de enchimento de paleovales ou de progradação sigmoide, sendo-lhe atribuída uma idade Pliocénica a Quaternária. A Unidade designada por **m-a** corresponde a corpos sedimentares progradantes a Norte do canhão da Nazaré e a acumulações complexas a Sul do Tejo que podem atingir 500m de espessura, sendo-lhe atribuída uma idade Miocénica a Quaternária. O mosaico 1 enquadra-se totalmente na unidade m-a. O mosaico 2 corresponde quase na totalidade à unidade p-a, excluindo-se apenas uma pequena área do seu extremo NE que pertencerá à unidade m-a. Considera-se, no entanto, que esta pequena área da unidade m-a não tem expressão relevante à escala 1:500 000.

A folha SED5 da carta de sedimentos superficiais da Plataforma Continental publicada pelo Instituto Hidrográfico (IH, 2005) também sugere que os materiais aflorantes nas duas áreas consideradas sejam diferentes (Figura 3.2). O mosaico 1 abrange 5 unidades da carta SED5, referidas de Norte para Sul: lodo litoclástico (L1), areia litolodosa (AL1), lodo litoarenoso (LA1), zona rochosa (manchas cinzentas) e



lodo litobioarenoso (LA2). Enquanto o mosaico 2 abrange outras 5 unidades da carta SED5 que, referidas de Norte para Sul, são: areia cascalhenta litoclástica (AC1), areia grosseira litoclástica (AG1), zona rochosa, areia fina litoclástica (AF1) e areia litolodosa (AL2).

A relação entre as unidades acústicas interpretadas e as unidades da carta SED5 foi utilizada para complementar a interpretação dos dados de sonar de varrimento lateral, nomeadamente no que se refere às características granulométricas e composicionais das unidades interpretadas.

Face à melhor qualidade dos dados do mosaico 2, as diferentes unidades acústicas interpretadas foram, sempre que possível, definidas utilizando os dados desse mosaico. Embora se tenham utilizado os mesmos critérios interpretativos nos dois mosaicos, as unidades individualizadas em cada um deles podem não corresponder ao mesmo tipo de sedimentos. Com efeito, a informação publicada sobre os sedimentos aflorantes nestas duas áreas sugere que se possam tratar de diferentes materiais.

### **3.1.3 Padrões sedimentares**

Como padrões sedimentares (ou padrões de fundo) consideraram-se os padrões identificados no fundo do mar que se interpretaram como sendo resultantes dos processos de transporte e acumulação de sedimentos não consolidados.

Os padrões sedimentares descritos no mosaico 2 (entre os 60m e os 100m de profundidade) enquadram-se no intervalo de profundidades (entre os 50m e os 300m) relativo aos depósitos arenosos controlados por correntes de fundo que correspondem a acumulações sedimentares e ondas de sedimentos de plataforma e/ou talude superior, vulgarmente designadas por areias de correntes de fundo em água pouco profunda (Viana et al, 1998). Ainda segundo o mesmo autor, estes depósitos são normalmente formados por correntes geostróficas em combinação com ondas de tempestade, marés e ondas internas (Viana et al, 1998).

Observações feitas tanto em laboratório como em trabalho de campo têm demonstrado que num leito arenoso móvel, as formas de fundo enquadram-se em cinco domínios de estabilidade ou tipos de formas, designados por: a) formas de baixo regime (*lower plane bed* ou *lower-regime plane bed*), b) ripples, c) dunas, d) formas de alta capacidade (*upper plane bed* ou *upper-regime plane bed*) e e) anti-dunas (Southard e Boguchwal, 1990; Dalrymple e Rhodes, 1995). As formas de fundo subaquáticas que ocorrem no domínio de estabilidade das dunas têm sido recorrentemente estudadas por diferentes grupos de cientistas (e.g. sedimentólogos, oceanógrafos e engenheiros), pelo que os termos e critérios utilizados para a sua classificação e nomenclatura são muito variados e heterogéneos (Wienberg e Hebbeln, 2005). Com efeito, a classificação e nomenclatura das formas de fundo pode ser feita com base em critérios, dimensionais, genéticos ou geográficos, tendo em conta parâmetros como: profundidade, granulometria do sedimento, dimensões das formas, geometria das formas e sua relação com a direcção da corrente dominante e principal mecanismo forçador da corrente (correntes de maré, ondulação, geostróficas, de contorno ou de turbidez) (Amos e King, 1984; Ashley, 1990; Dalrymple e Rhodes, 1995; Viana et al., 1998; Wynn e Stow, 2002).

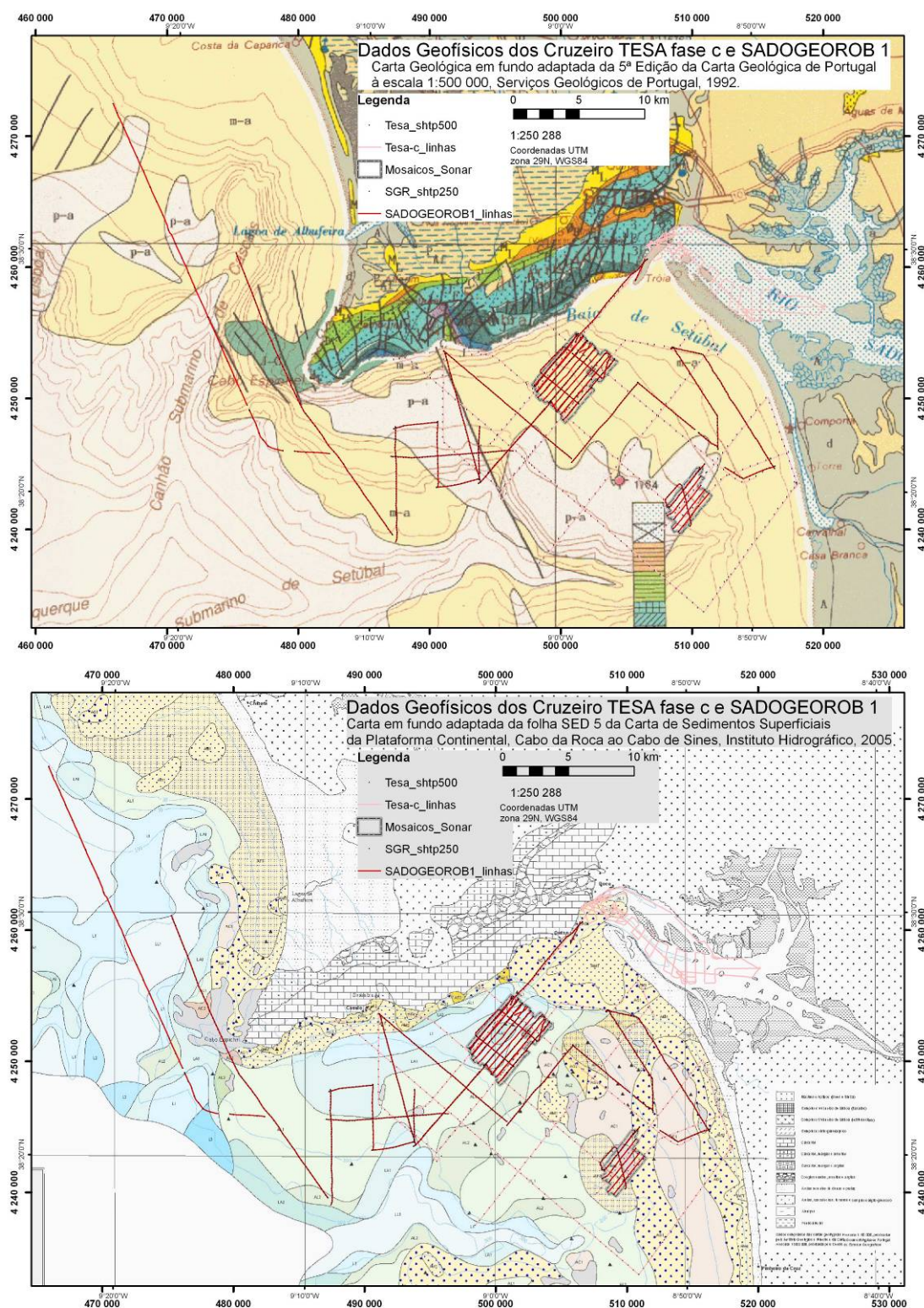


Figura 3.2 – Localização dos dados geofísicos adquiridos nos cruzeiros TESA, fase c e cruzeiro SADOGEOROB1, sobre estratos de mapa geológico, em cima, e carta de sedimentos superficiais, em baixo. Os 2 mosaicos de sonar de varrimento lateral correspondem às áreas com a maior densidade de dados adquiridos, sendo designados por mosaico 1, a norte, e mosaico 2, a sul. Ver o texto para a identificação das unidades representadas nos mapas e ver Figura 3.8 e Figura 3.19 para ampliação da carta SED5 na área dos mosaicos.

Para simplificar a referência deste tipo de estruturas optou-se por utilizar a nomenclatura proposta pelo grupo de trabalho do SEPM (*Society for Sedimentary Geology*) que considera o termo único “Duna” para referir todas as formas de fundo transversas com um espaçamento superior a 0,6m (Ashley, 1990), reservando o termo “ripple” para as formas de menor dimensão. Segundo esta classificação, ao termo “duna”, deverão seguir-se descritores de 1ª ordem relativos ao tamanho e geometria das formas. Os descritores relativos ao tamanho têm por base o espaçamento das formas e considerando as 4 classes, a saber: pequenos (0,6m-5m), médios (5m-10m), grandes (10m-100m), e muito grandes (>100m); relativamente à geometria consideram-se apenas duas classes: bi-dimensional (2D) ou tri-dimensional (3D). Nesta nomenclatura proposta pelo SEPM, consideram-se ainda descritores de 2ª ordem como por exemplo a granulometria e formas sobrepostas, que podem ser utilizados para melhor descrever a grande variedade de formas existente. O âmbito de aplicação desta classificação foi posteriormente alargando, através da inclusão como um descritor de 3ª ordem da orientação das estruturas, considerando-se os termos transversa, oblíqua ou longitudinal (Dalrymple e Rhodes, 1995).

Os domínios de estabilidade de formas de fundo em leitos com sedimentos de granulometrias bimodais (e.g. mistura de areia e cascalho) e/ou com disponibilidade sedimentar limitada não são ainda tão bem compreendidos como os referidos para as formas arenosas. No entanto, existem estruturas sedimentares que são tipicamente associadas a essas condições, nomeadamente: padrões sedimentares granulometricamente diferenciados (*sorted bedforms* ou *rippled scour depressions*), bandas de areia longitudinais (*sand ribbons*) e dunas transversais em barcan (ou *barchan*) (Kleinhans *et al.*, 2002; Murray *et al.*, 2005; Lo Iacono e Guillén, 2008).

### **3.1.3.1 Formas granulometricamente diferenciadas (*sorted bedforms* ou *rippled scour depressions*)**

Os padrões sedimentares granulometricamente diferenciados (*sorted bedforms* ou *rippled scour depressions*) constituem-se como bandas sedimentares no fundo do mar, formadas por sedimentos heterométricos, frequentemente perpendiculares ou oblíquos à linha de costa e plataforma (Schupp *et al.*, 2006), ocorrendo desde até profundidades da ordem dos 80m (Cacchione *et al.*, 1984). Estas estruturas são geralmente formadas por areia grosseira, cascalho e fragmentos de conchas, com relevo na ordem de 1m, podendo atingir 100-200m de largura e centenas a milhares de metros de comprimento (Murray e Thieler, 2004; Spiers e Healy, 2007) (Figura 3.3). Estes padrões sedimentares foram referidos como depressões com ripples (*rippled scour depressions*) (Cacchione *et al.*, 1984), dado que, em muitas das áreas onde foram identificados, os sedimentos mais grosseiros constituem ligeiras depressões em que usualmente se formam grandes ripples com comprimentos de onda que podem atingir os 2m, e dunas adjacentes a corpos arenosos finos e grosseiros definidos como manchas transversais de areia (*transversal sand patches*) (Kenyon, 1970a; Lo Iacono e Guillén, 2008). Imagens de sonar de varrimento lateral mostram que o flanco a favor da corrente pode ter um padrão irregular com interdigitações sedimentares que, através de observação por mergulho, se conclui ser formado por acumulações de sedimentos mais finos (Murray e Thieler, 2004).

Estudos recentes têm demonstrado que estes padrões sedimentares superficiais são ubíquos na plataforma continental interna (para revisão da sua distribuição ver (Cacchione *et al.*, 1984; Murray e Thieler, 2004; Lo Iacono e Guillén, 2008), sendo

particularmente associados a margens com reduzida disponibilidade sedimentar (Murray e Thielér, 2004; Lo Iacono e Guillén, 2008).

Têm sido propostos vários processos para explicar a geração destas formas sedimentares. Tanto Reimnitz *et al* como Morang e McMaster (1976 e 1980, respectivamente, ambos em, Cacchione *et al.*, 1984) defenderam que correntes de retorno (*rip currents*) provocadas por grandes ondas de tempestade poderiam gerar estas estruturas granulometricamente diferenciadas.

Cacchione *et al* (1984) interpretaram estes padrões sedimentares como formas longitudinais resultantes da erosão provocada por fortes correntes de *downwelling* geradas por tempestades. Sendo essas correntes concentradas e dirigidas por afloramentos rochosos protuberantes no fundo do mar da plataforma interna. Ainda segundo o mesmo autor, os grandes *ripples* que normalmente se associam a estruturas seriam formados principalmente por fortes correntes oscilatórias associadas a grandes ondas de superfície.

Segundo um modelo conceptual mais recente proposto e testado por modelação numérica (Murray e Thielér, 2004), os padrões sedimentares granulometricamente diferenciados são interpretados como estruturas transversais que correspondem ao resultado robusto da interacção de ondas, correntes médias e sedimentos mal calibrados num ambiente de energia moderadamente elevada (fora da zona de rebentação).

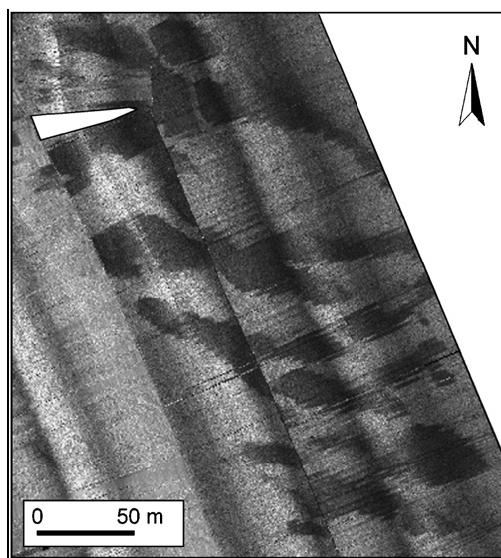


Figura 3.3 – Mosaico de dados de sonar de varrimento lateral com exemplo de padrões sedimentares granulometricamente diferenciados (*sorted bedforms*) localizados a cerca de 45m de profundidade na plataforma da Ilha de Marettimo, Itália, no Mediterrâneo ocidental. Note-se a faixa de retrodispersão mais baixa (em tons escuros) no flanco a favor da corrente, inferida como sendo de SE para NW. Imagem retirada de (Lo Iacono e Guillén, 2008).

### 3.1.3.2 Bandas de areia (*sand ribbons*)

As bandas de areia (*sand ribbons*) constituem formas alongadas que se desenvolvem paralelamente a direcção da corrente dominante, sem relevo negligenciável (<0,5m) e que podem ser demarcadas lateralmente por depressões erosivas pouco profundas formadas pela corrente (Amos e King, 1984). Podem atingir mais de 15km de comprimento e 200m de largura (Kenyon, 1970b), apresentando geralmente relações

entre comprimento e largura superiores a 40, ocorrendo geralmente em grupos de formas paralelas (Amos e King, 1984). Estas bandas de areia são criadas por convergência de células de correntes helicoidais junto ao fundo (McLean, 1981). Face ao seu reduzido volume as bandas de areia são provavelmente formadas em curtos períodos de fluxo intenso, com correntes superiores a 100-300cm/s que estão normalmente associadas a tempestades (Amos e King, 1984).

### **3.1.3.3 Dunas em Barcan (*barchans*)**

Barcans (ou barchans) são dunas transversais isoladas em forma de crescente que migram sobre um substrato imóvel (Kleinhans et al., 2002) e têm os “braços” ou “asas” orientados (apontando) a favor da corrente (Pye e Tsoar, 1990 em Wynn et al., 2002). Os flancos destas dunas são muito assimétricos, sendo que o voltado à corrente é largo e com uma inclinação suave, enquanto o flanco a favor da corrente é estreito e muito inclinado. Tipicamente, as barcans submarinas formam-se com corrente de fundo de 20cm/s a 80cm/s, são típicas de corrente unidireccionais, têm comprimentos (de braço a braço) de 10m a 190m, larguras (vértice do corpo a topo de braço) de 5m a 140m e alturas de crista menores que 1m (Kenyon e Belderson, 1973; Lonsdale e Malfait, 1974; Kenyon, 1986; Belderson et al., 1988 em Wynn et al., 2002). A forma das estruturas em *barcan* é fortemente controlada pela velocidade do fluxo. O acréscimo da velocidade da corrente conduz a uma redução da distância de braço a braço e um aumento da dimensão do corpo da duna (baixa relação comprimento/largura). Esta modificação da forma da duna pode conduzir a uma passagem para estruturas longitudinais do tipo *sand ribbon* (Belderson et al., 1988 em Wynn et al., 2002). Em condições de crescente disponibilidade de sedimento as dunas em *barcan* podem coalescer originando formas barcanoides de transição para dunas transversais com cristas rectilíneas ou onduladas (Kleinhans et al., 2002).

### **3.1.4 Lineamentos**

No âmbito da interpretação dos dados de sonar foram identificados vários alinhamentos nas áreas de afloramento rochoso. De acordo com as suas direcções médias os diversos alinhamentos marcados foram agrupados em famílias, referidas pelo azimute médio dos alinhamentos que englobam.

Os termos lineamento ou lineação são indiferentemente utilizados, adoptando-se a definição proposta por (Woodruff et al., 1982 em Kim et al., 2004) em que se entende por lineamento uma figura que 1) que é perceptível numa imagem de um corpo planetário sólido, 2) é linear e contínuo, 3) tem início, fim e limites laterais definíveis, 4) tem uma relação comprimento/largura relativamente elevada, pelo que é possível definir a sua direcção e 5) é demonstrado ou presumido que se relaciona com a estrutura estratigráfica ou geológica.

## **3.2 Mosaico 2**

### **3.2.1 Localização do mosaico 2**

O mosaico 2 de dados de sonar de varrimento lateral situa-se ao largo da povoação de Comporta, a cerca de 7,5km da costa entre as batimétricas dos 60m e dos 100m, junto à margem norte da cabeceira do canhão de Setúbal (Figura 3.2). Este mosaico tem



cerca de 8km<sup>2</sup> de área, aproximando-se na sua forma a um paralelograma rombóide com lados de 4km x 2km dispostos segundo as direcções NE-SW e NNW-SSE, respectivamente (Figura 3.4).

### **3.2.2 Morfologia do fundo na área do mosaico 2**

A morfologia do fundo do mar na área do mosaico é marcada principalmente pelas elevações associadas aos afloramentos rochosos quem ocorrem preferencialmente na metade norte do mosaico (Figura 3.5).

O principal afloramento forma uma elevação no fundo do mar que se estende ao longo de uma faixa paralela à batimetria com cerca de 300m de largura e 1700m de comprimento segundo a direcção NW-SW (N145). A continuidade desta elevação é interrompida apenas a cerca de 450m do extremo Este do mosaico. A cerca de 500m para Sul da zona onde é interrompida a continuidade desta elevação, existe um outro afloramento com a mesma direcção geral e cerca de 450m de comprimento.

Da análise dos perfis batimétricos da plataforma da zona do mosaico resultou a individualização de 3 sectores referenciados por S2, S3 e S4 (Figura 3.6 e Tabela 1).

O sector S2 é o mais interior tem um declive médio de 0,5° e estende-se até à elevação assimétrica que é formada pelo principal afloramento, a cerca de 70m de profundidade. No sector S3 identificam-se os subsectores VN e VS correspondem às vertentes Norte e Sul, respectivamente, da referida elevação e o subsector ZT que corresponde a uma zona de transição. A vertente Norte (do lado de terra) é a mais inclinada (7,7°) e a de menor comando, variando este último entre 6m e 10m. A vertente Sul (para o largo), tem um menor declive (3,3°) e um comando mais elevado que varia entre 9m e 19m. Para o largo desta elevação principal segue-se o sector ZT que se estende até cerca dos 90m de profundidade. Este subsector, tem declive mais acentuado (0,7°) do que o sector a norte da elevação e, por vezes, culmina numa pequena depressão (e.g. ver Figura 3.5 linhas chp\_16, chp\_17 e chp\_19). Finalmente no sector S4, dos 90m de profundidade para o largo, a plataforma retoma o declive (0,4°) que tinha a norte da principal elevação.

### **3.2.3 Unidades definidas no mosaico 2**

De acordo com a intensidade da retrodispersão e a homogeneidade do sinal foram individualizados três tipos de fundo, a saber: sedimentos grosseiros, sedimentos finos e rocha aflorante ou sub-aflorante. Tendo em conta a predominância relativa destes tipos de fundo, o mosaico 2 pode ser dividido em 3 zonas de limites aproximadamente paralelos à batimetria (Figura 3.7 e Figura 3.8). A zona Norte estende-se até aos 70m de profundidade e é dominada pelos sedimentos grosseiros. A zona Central, que se enquadra dos 70m aos 90m de profundidade, é marcada pela ocorrência dos principais afloramentos rochosos e corresponde a uma área de transição entre os sedimentos grosseiros e finos. A Zona Sul estende-se dos 90m para o largo e é dominada por sedimentos finos.

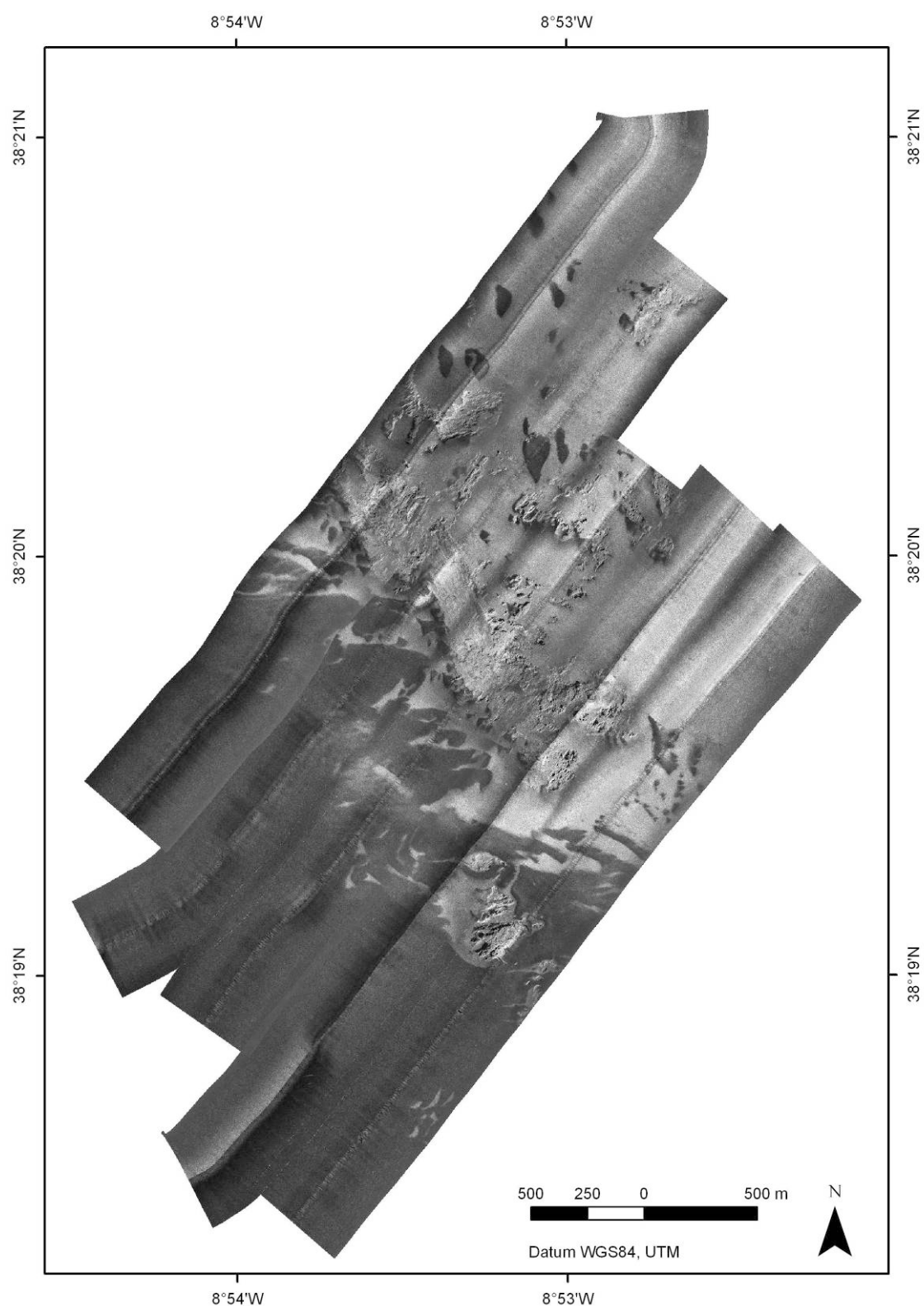


Figura 3.4 – Mosaico 2 dos dados de sonar de varrimento lateral adquiridos ao largo da povoação de Comporta, durante o cruzeiro SADOGEOROB 1. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros. Para localização ver Figura 3.1.



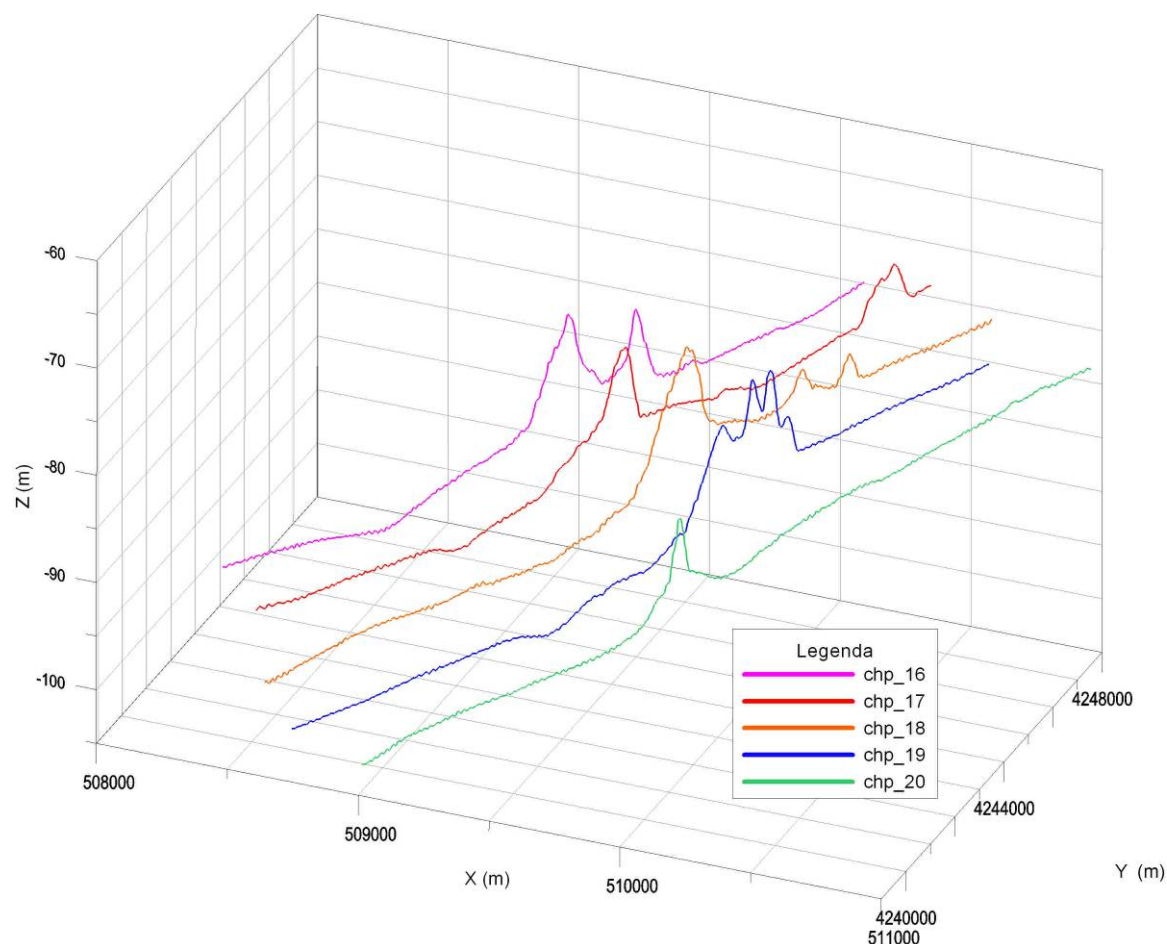


Figura 3.5 – Vista em perspectiva dos 5 perfis batimétricos do mosaico 2. Profundidade média determinada por média móvel dos dados de sonda de feixe simples (janela de média com 41 pontos). Para localização dos perfis ver Figura 3.7.

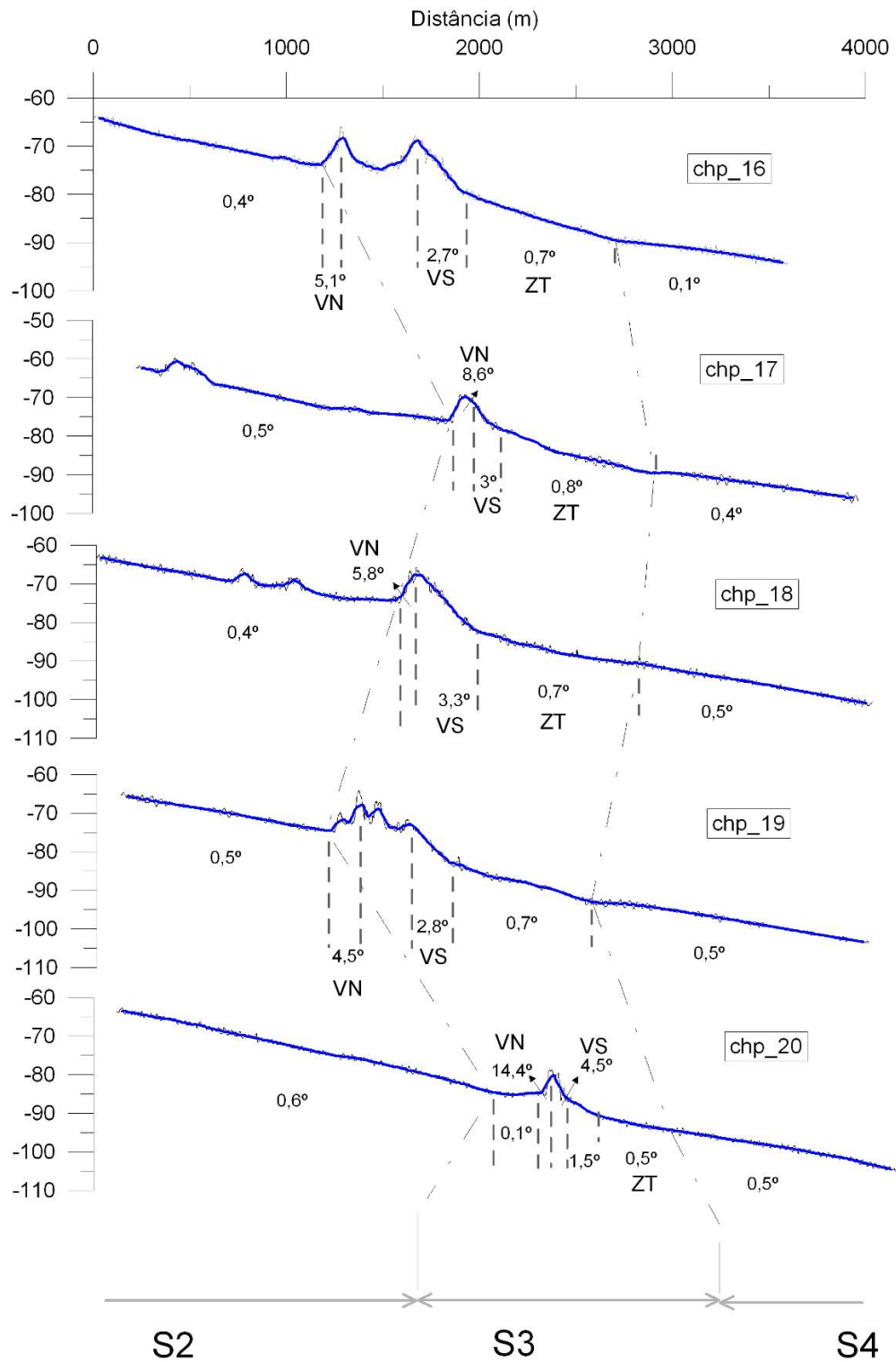


Figura 3.6 – Perfis batimétricos do mosaico 2, com delimitação e inclinação média dos sectores individualizados S2, S3, S4 e subsectores de S3, VN - vertente norte, VS - vertente sul e ZT - zona de transição. Profundidade média determinada por média móvel (janela de média com 41 pontos) representada por linha grossa e profundidade pontual representada por linha fina. Para localização dos perfis ver Figura 3.7.

Tabela 1 – Inclinação média, em graus, dos vários sectores dos perfis batimétricos do mosaico 2 representados na Figura 3.6. Exceptuando o sector S3-vn que inclina para terra todos os restantes inclinam para o largo.

Sector / Linha	chp_16	chp_17	chp_18	chp_19	chp_20	Media
S2	0.4	0.5	0.4	0.5	0.6	<b>0.47</b>
S3-vn	5.1	8.6	5.8	4.5	14.4	<b>7.68</b>
S3-vs	2.7	3.0	3.3	2.8	4.5	<b>3.27</b>
S3zt	0.7	0.8	0.7	0.7	0.6	<b>0.71</b>
S3 geral	0.6	0.8	0.9	0.8	0.6	<b>0.73</b>
S4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.6	<b>0.46</b>

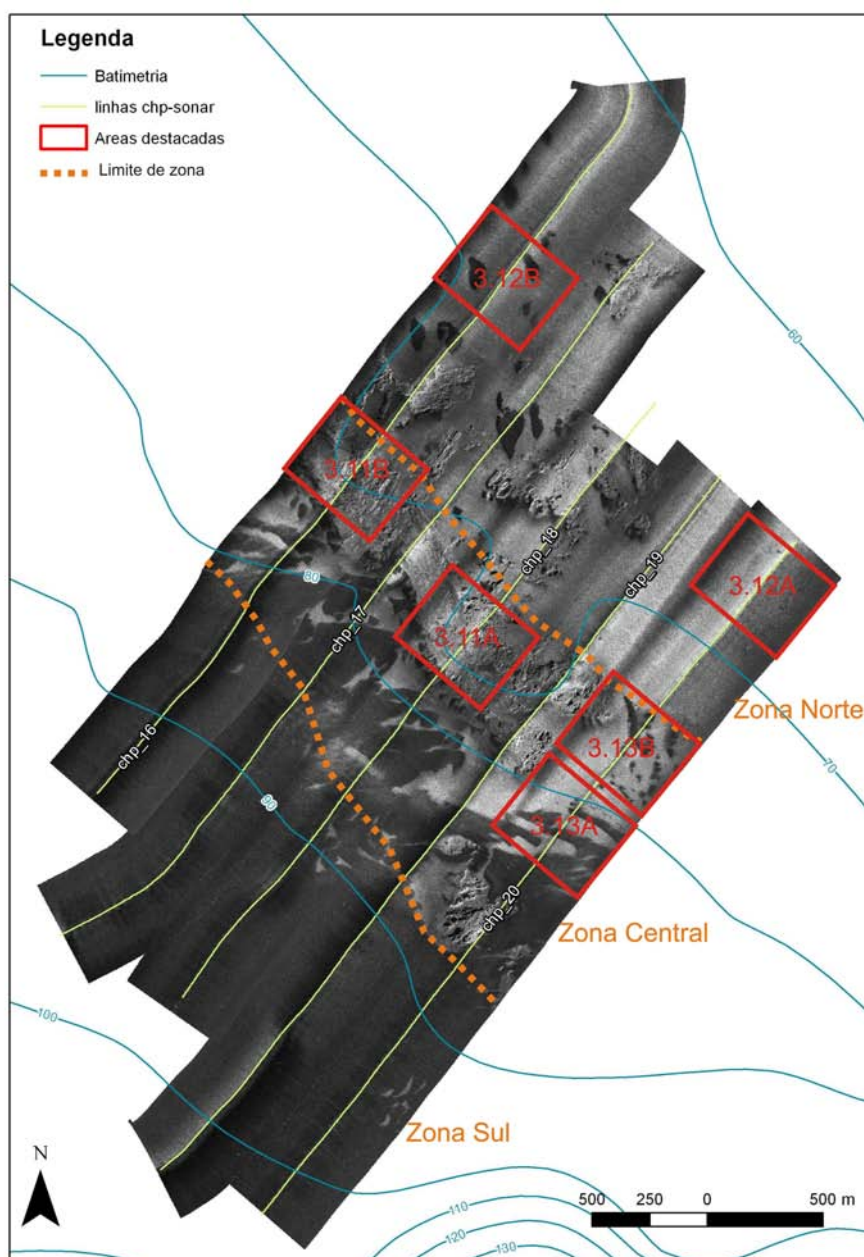


Figura 3.7 – Zonas Norte, Central e Sul do mosaico 2. Localização dos perfis chp\_16 a chp\_20 e das Figura 3.11, Figura 3.12 e Figura 3.13

### 3.2.3.1 Sedimentos grosseiros (zona Norte do mosaico 2)

O tipo de fundo designado por sedimentos grosseiros caracteriza-se por ter uma retrodispersão média a alta e uma homogeneidade mediana, que sugerem alguma rugosidade da superfície. Grande parte da heterogeneidade de cor (retrodispersão) que existe nesta zona do mosaico resulta de artefactos gerados durante a aquisição e/ou processamento dos dados. É, nomeadamente, o caso do padrão com um bandado paralelo a direcção de aquisição alternado entre tons mais claros, junto ao nadir, e tons mais escuros nas zonas marginais.

A assinatura acústica com retrodispersão elevada e uma heterogeneidade mediana sugere que a granulometria média dos sedimentos poderá corresponder a cascalho e/ou areia grosseira. Estas classes granulométricas são corroboradas pelas unidades da carta SED5 assinaladas na área.

Os sedimentos grosseiros predominam até cerca dos 80m de profundidade, ocupando a área para o interior, a norte, da faixa de rocha aflorante. Para além dos 80m de profundidade, estes sedimentos ocorrem geralmente em grupos de pequenas manchas que normalmente são alongadas e que raramente excedem poucas dezenas de metros. Estas manchas encontram-se usualmente na dependência de afloramentos rochosos, localizando-se normalmente a SW, para o largo, dos mesmos.

### 3.2.3.2 Sedimentos finos (zona Sul do mosaico 2)

O tipo de fundo designado por sedimentos finos caracteriza-se por ter uma retrodispersão baixa e uma elevada homogeneidade. Face a estas características acústicas julga-se que a classe granulométrica dominante destes sedimentos poderá corresponder a areias finas a lodosas. Esta granulometria também é compatível com a das unidades da carta SED5 dominantes na área. Estes sedimentos predominam a partir dos 80m para o largo, tornando-se praticamente o único tipo de sedimentos aflorantes a partir dos 90m de profundidade. A norte da faixa de rocha aflorante, estes sedimentos ocorrem apenas em pequenas manchas alongadas segundo a direcção geral NNW-SSE e que raramente excedem 200m. Algumas destas pequenas manchas sedimentares têm uma forma grosseiramente triangular e ligeiramente arqueada, sugerindo que poderão corresponder a formas de fundo granulometricamente diferenciadas e/ou a dunas subaquáticas de forma *barcanoide*.

### 3.2.3.3 Afloramentos rochosos (zona central do mosaico2)

O tipo de fundo designado por afloramento ou sub-afloramento rochosos caracteriza-se por uma grande heterogeneidade, com zonas de retrodispersão alta a muito alta que contrastam com zonas de sombra e/ou retrodispersão mais baixa.

Como já foi referido os afloramentos rochosos situam-se essencialmente nas zonas norte e central do mosaico, ocorrendo quase exclusivamente a profundidades inferiores (ou seja, a Norte) da elevação paralela à batimetria formada pelo principal corpo rochoso, cuja morfologia de descreveu aquando da análise batimétrica (ponto 3.2.2).

A natureza das rochas que constituem estes afloramentos é desconhecida. O facto de o principal afloramento constituir uma elevação protuberante no fundo do mar, com uma geometria assimétrica semelhante a um relevo em costeira, sugere que se deverão

tratar de rochas litificadas e resistentes à erosão, que provavelmente terão estado expostas subaereamente durante a regressão associada ao último máximo glaciário. A elevação formada por este afloramento principal terá provavelmente constituído uma barreira ao avanço do mar durante a transgressão holocénica, funcionando como linha de costa até ser submerso. Tendo em linha de conta a geometria dos afloramentos a sua competência e o seu enquadramento geológico propõem-se 3 hipóteses para a natureza destas rochas:

1. Rochas do soco paleozóico;
2. Rochas meso-cenozóicas do extremo sul da bacia Lusitaniana;
3. Rochas Quaternárias correspondentes a depósitos costeiros consolidados (e.g. eolianitos), associados a uma paleo-linha de costa.

A 1ª hipótese é improvável uma vez que na sondagem Golfinho-1, feita no troço de plataforma entre os dois mosaicos a cerca de 100m de profundidade, a espessura das unidades jurássicas é da ordem de 1000m (Kullberg et al., 2000). Para viabilizar a hipótese, seria portanto necessário encontrar um processo tectónico capaz de elevar até à superfície um bloco de soco, o que não foi verificado pela inspecção da sísmica de reflexão multicanal na área de estudo (ver capítulo 4).

A 3ª hipótese, embora não possa ser descartada também não parece ser muito provável visto que: 1) não se conhecem depósitos de eolianitos com esta dimensão na zona, 2) O afloramento parece ter uma morfologia recortada com limites definidos por segmentos de recta e arestas vivas, e marcada por famílias de alinhamentos, duas das quais com alinhamentos bastante penetrativos. Os depósitos de sedimentos costeiros consolidados que ocorrem na nossa costa, ainda que possam ser bastante competentes constituindo relevos de dureza, têm normalmente uma morfologia mais suave e não exibem arestas vivas.

Assim, a segunda hipótese, em que se considera que os afloramentos poderão ser de rochas mezo-cenozóicas do extremo sul da bacia Lusitaniana, parece ser a mais provável. Acresce que este sector meridional da bacia Lusitaniana se caracteriza pela presença de dois sistemas de falhas, aproximadamente N-S e E-W, que favorecem a formação de um mosaico de relevos e depressões estruturais (Kullberg et al., 2000). Sendo portanto admissível que a descrita faixa de rocha protuberante no fundo do mar, se possa associar a um relevo de dureza estruturalmente controlado. O padrão irregular de contornos dos afloramentos rochosos e sua cobertura por sedimentos móveis é semelhante a numerosos exemplos de superfícies de erosão aplanadas sub-horizontais de rochas mesozóicas na cadeia da Arrábida que se encontram lapiezadas e recobertas por manchas peliculares de sedimentos móveis pós-miocénicos.

#### **3.2.3.4 Relação com dados publicados das unidades definidas no mosaico 2**

De uma forma geral, é possível estabelecer uma boa correlação entre as unidades cartografadas na carta de sedimentos superficiais publicada pelo Instituto Hidrográfico (SED5, de 2005) e as unidades interpretadas neste trabalho com base nos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 2 (Figura 3.8). Existem, no entanto, diferenças importantes que advêm das diferentes características da informação de base utilizada.

Apesar da distribuição das fácies acústicas de retrodispersão não terem permitido uma discriminação de unidades cartografáveis comparável ao número de unidades

individualizadas na carta Sed5, feita com base na classificação granulométrica e teor em calcário dos sedimentos amostrados, os dados de sonar fornecem uma “imagem acústica” contínua do fundo, permitindo que os limites das várias unidades individualizadas sejam traçados com maior resolução.

As características das unidades da carta SED5 intersectadas pelo Mosaico 2 (Figura 3.8), referidas de Norte para Sul, são:

**AC1** – Areia cascalhenta litoclástica; (Lodo  $\leq 10\%$ , Areia + Lodo  $\geq 50\%$ , fracção superior a 2mm  $\geq 15\%$ ; Calcário  $\leq 30\%$ )

**AG1** – Areia grosseira litoclastica (Lodo  $\leq 10\%$ , Areia + Lodo  $\geq 50\%$ , fracção superior a 2mm  $< 15\%$ ; Fracção dominante superior a 0,5mm, Calcário  $\leq 30\%$ )

**Zona rochosa** – mancha cinzenta

**AF1** – Areia fina litoclástica (Lodo  $\leq 10\%$ , Areia + Lodo  $\geq 50\%$ , fracção superior a 2mm  $< 15\%$ ; Fracção dominante de 0,062mm a 0,25mm, Calcário  $\leq 30\%$ )

**AL2** – Areia litolodosa; (10%  $\leq$  Lodo  $\leq 25\%$ , 30%  $\leq$  Calcário  $\leq 50\%$ )

As três unidades individualizadas a partir dos dados de sonar podem ser relacionadas com as unidades da carta SED5 da seguinte forma (Tabela 2). À unidade identificada como sedimentos grosseiros, sobrepõem-se duas unidades na carta SED5, identificadas como Areia Cascalhenta Litoclástica e Areia Grosseira Litoclastica. À unidade identificada como sedimentos finos neste trabalho correspondem também duas unidades da folha SED5 designadas por Areia fina litoclastica e Areia litolodosa. A distribuição espacial da unidade de Areia Litolodosa, corresponde aproximadamente à zona onde ocorrem os padrões sedimentares em cúspide, associados à transição entre as unidades interpretadas como correspondendo a sedimentos grosseiros e finos.

Tabela 2 – Quadro resumo com a correlação estabelecida entre as unidades individualizadas a partir da interpretação dos dados de sonar de varrimento lateral (Uni. Sonar), os sectores da plataforma individualizados a partir de perfis batimétricos e respectivas inclinações médias, unidades da carta geológica à escala 1:500 000 (Uni. GEO), unidades da carta de sedimentos superficiais SED5 (Uni. SED5), granulometria dominante inferida e zonas Norte (ZN), central (ZC) e Sul (ZS) definidas para o mosaico 2.

Uni. Sonar	Sector da Plataforma	Inclinação média (°)	Intervalo Prof. (m)	Uni. GEO	Uni. SED5	Granulometria Dominante	Zona do Mosaico
Sed Grosseiros	S2	0.5	60-70	p-a	AC1 AG1	Areia cascalhenta a grosseira	ZN
Aflora. Rocha	S3vn	7.9, 3.3	70-80	p-a	Zona Rochosa	---	ZC
Transição Sed. Grosseiros/Finos	S3zt	0.7	80-90	p-a	AF1	Areia fina	
Sed. Finos	S4	0.5	90-100	p-a	AL2	Areia fina a lodosa	ZS

Relativamente aos afloramentos rochosos, a localização das principais manchas é semelhante na carta SED5 e neste trabalho. É no contorno e área destas manchas que mais se evidencia o acréscimo na resolução espacial que os dados de sonar de varrimento lateral podem fornecer. Com efeito, na carta SED5 a mancha de rocha aflorante tem limites muito menos recortados (menor resolução) e uma área maior, abarcando quase todas as pequenas manchas de rocha aflorante identificadas a partir dos dados de sonar. A maior resolução dos dados de sonar está também patente na capacidade de individualizar pequenas manchas de sedimentos finos nas áreas dominadas por sedimentos grosseiros (e vice versa).

### **3.2.4 Descrição e discussão das estruturas identificadas**

#### **3.2.4.1 Alinhamentos morfológicos definidos nos afloramentos rochosos**

A elevação do fundo mar formada pela faixa de rocha aflorante orientada segundo a direcção aproximada SE-NW (N145), constitui o elemento morfológico mais relevante e define o alinhamento mais importante na área do mosaico.

Para além deste lineamento principal, foram identificados alinhamentos no seio dos afloramentos rochosos e/ou de secções aproximadamente rectilíneas dos seus contornos (Figura 3.9). Estes lineamentos foram agrupados em 4 famílias representadas pelos azimutes das suas direcções aproximadas, a saber NE-SW (N45), NW-SE (N130), NNW-SSE (N155) e ENE-WSW (N80) (Figura 3.10). Existe ainda a sugestão de uma outra direcção de alinhamentos segundo a direcção N20. No entanto, esta parece ser muito menos importante que as anteriores e apenas tem expressão digna de nota na mancha de rocha aflorante que se situa a cerca de 200m para NE da principal faixa de afloramento rochoso.

Das 4 famílias de lineações referidas, as duas mais importantes por terem representação em todas as áreas com afloramentos e serem mais penetrativas são as N45 e N130. As duas outras famílias de lineamentos referidas, com as direcções N155 e N80, associam-se essencialmente a segmentos rectilíneos dos limites dos corpos aflorantes e têm uma menor relevância no interior dos mesmos.

O alinhamento segundo a direcção NE-SW (N45°) destaca-se por corresponder ao alinhamento mais penetrativo, por ter uma direcção muito constante e por ser bem visível em praticamente todas as zonas de afloramento. O facto da direcção deste alinhamento ser muito próximo da direcção de navegação durante a aquisição de dados (N38) pode gerar alguma dificuldade em diferenciar o referido alinhamento de artefactos. Nomeadamente, artefactos gerados pelo efeito de “arraste” de estruturas pontuais conspícuas. A eventual presença deste ou doutro tipo de artefactos com esta direcção poderá contribuir para incrementar o efeito de penetratividade associado a este lineamento.



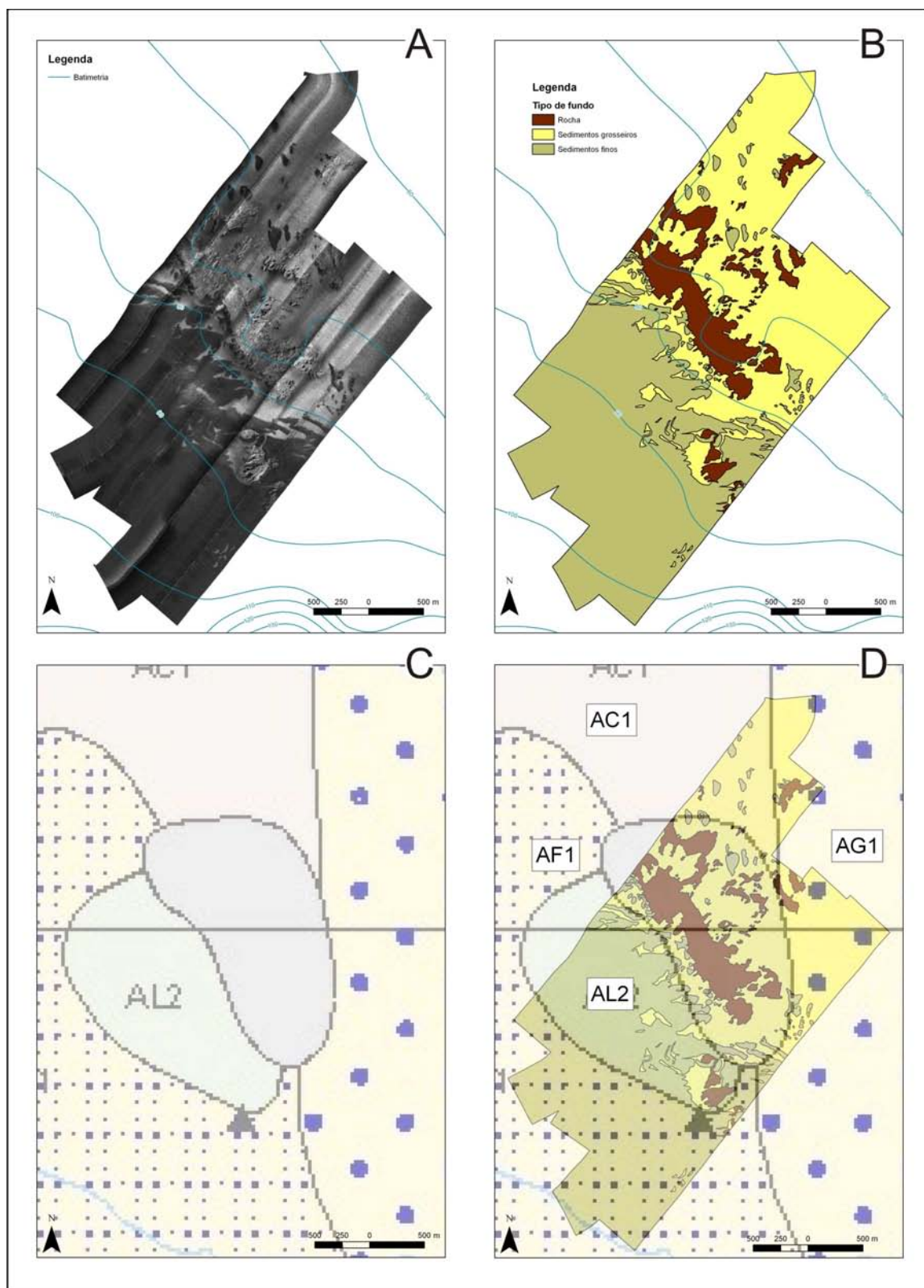


Figura 3.8 – Mosaico 2 de sonar de varrimento lateral (A); tipos de fundo interpretados (B); Excerto da Carta de Sedimentos Superficiais SED5 de 2005 publicada pelo Instituto Hidrográfico (C); e sua relação com as unidades interpretadas (D). Unidades da carta SED5 identificadas no texto.

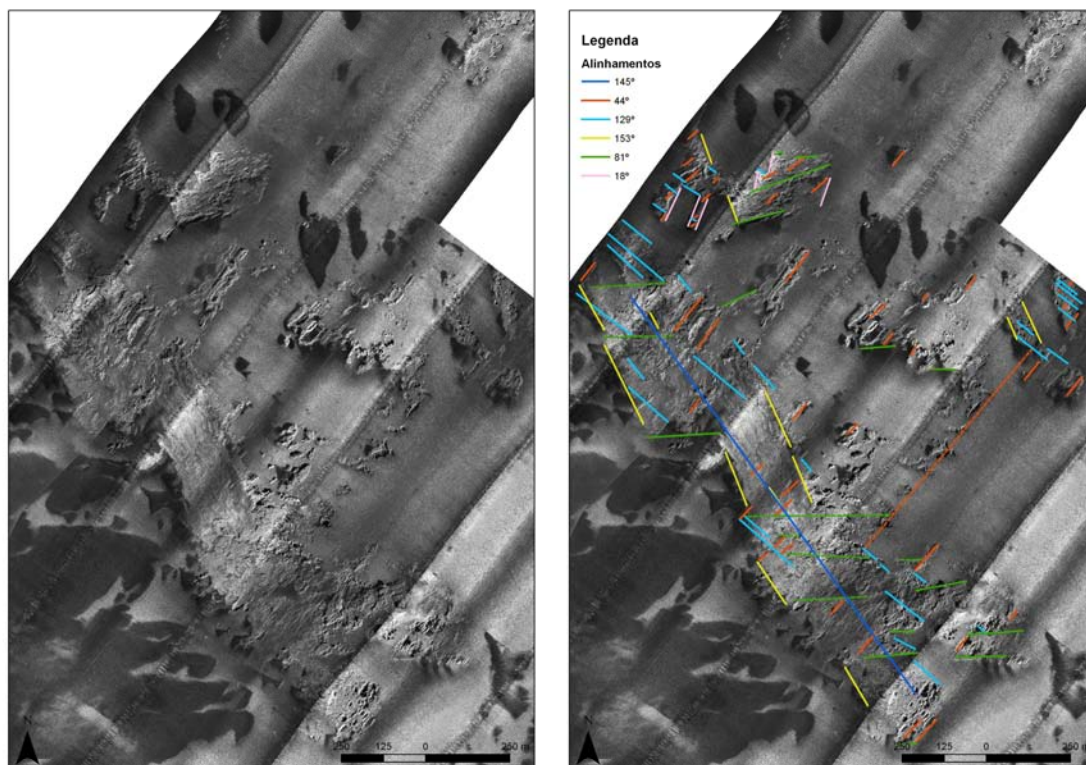


Figura 3.9 – lineamentos identificados nas zonas de afloramento rochoso do mosaico 2.

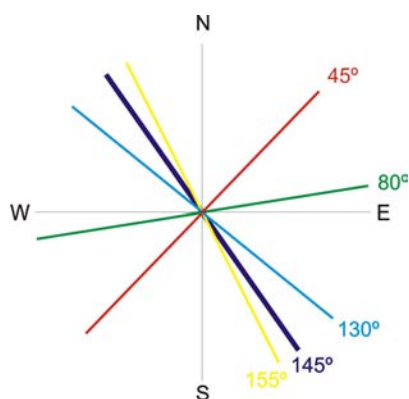


Figura 3.10 – Direcções médias dos principais lineamentos assinalados no mosaico 2.

A família de alinhamentos com a direcção média NW-SE (N130) é a 2ª em termos de importância. Estas duas famílias de lineações definem duas direcções aproximadamente perpendiculares e partilham várias semelhanças. Essas semelhanças, passam pela alta penetrabilidade de ambas, e também pelo eventual incremento da percepção dessa penetrabilidade pela presença de artefactos. Sendo que, no caso da N130, os eventuais artefactos serão aproximadamente perpendiculares a direcção de aquisição de dados (direcção de aquisição N38, perpendicular N128). Fundamentalmente, o que distingue estas duas famílias de lineamentos é a maior penetrabilidade de N45. Por outro lado, a família N130 aproxima-se mais da direcção geral do principal afloramento rochoso.



A validação de que as famílias de alinhamentos N45 e N130 correspondem a alinhamentos morfológicos reais, e não apenas a artefactos paralelos e perpendiculares à direcção de aquisição, é feita por corresponderem a segmentos rectilíneos de limites de manchas de aflorante e alinhamentos no interior dos corpos aflorantes coincidentes com alterações morfológicas (Figura 3.11).

A grande penetratividade e regularidade destes dois grupos de lineamentos quase perpendiculares (N45 e N130) sugere que tanto um como o outro possa corresponder à lineação de intersecção com a batimetria de planos de estratificação ou de fractura.

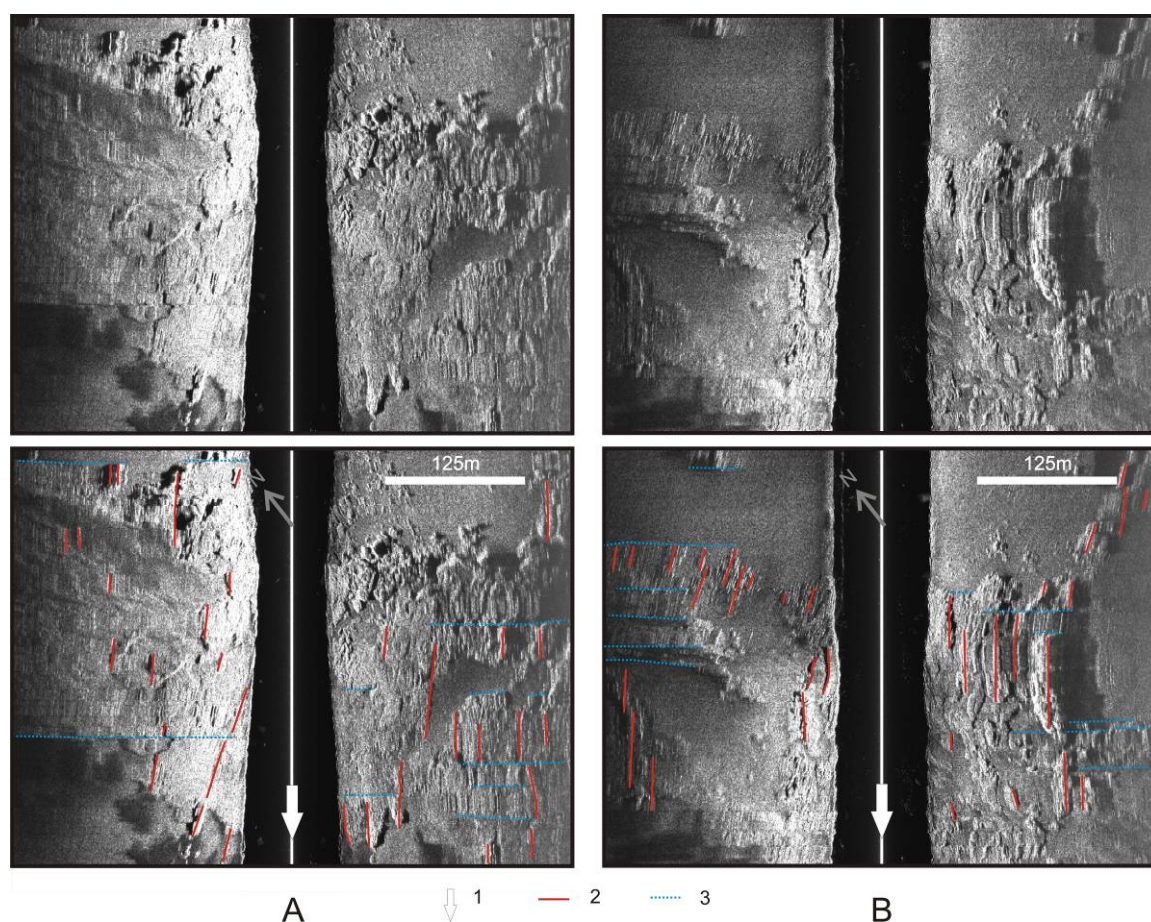


Figura 3.11 – Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 2, ilustrando zonas de afloramento rochosos onde se identificam as lineações aproximadamente paralelas (2) e normais (3) à direcção de navegação (1). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.7. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros

O alinhamento NNW-SSE (N155) tem pouca expressão no interior dos corpos rochosos aflorantes e nos limites Este e Oeste das manchas de afloramento. Esta família de alinhamentos aparece bem marcada apenas pelos limites Norte ou Sul de alguns segmentos das manchas de rocha aflorante. A direcção média desta família de alinhamentos é coincidente com o alongamento de algumas manchas sedimentares, particularmente as manchas de sedimentos finos na zona NW do mosaico.

O alinhamento ENE-WSW (N80), tal como o N155, aparecem normalmente associados aos limites das manchas de afloramento. No entanto, contrariamente ao que se passa com este último alinhamento que se associa aos bordos Norte e Sul das rochas aflorantes, o alinhamento N80 associa-se aos limites Este ou Oeste dos afloramentos. Acresce ainda que, os limites de direcção geral SE-NW da faixa de rocha aflorante não são definidos por segmentos de recta contínuos. Com efeito, estes limites têm diversos ressaltos que formam saliências rochosas proeminentes, que parecem corresponder a alinhamentos morfológicos que se propagam para o interior do corpo rochoso segundo a direcção N80. Estes alinhamentos morfológicos são coincidentes, tanto em termos de direcção como de posição, com as manchas alongadas de sedimentos grosseiros que fazem parte dos padrões sedimentares em cuspide que ocorrem a Sul (*offshore*) da faixa de afloramento rochoso.

A direcção geral SE-NW da faixa de rocha aflorante pode eventualmente resultar da combinação de diversos factores tectónicos ou erosivos, estes últimos relacionados com a evolução da linha de costa e variações eustáticas. Das direcções tectónicas salienta-se a fracturação associada a estruturas de rifting NNW-SSE descritas por Kullberg (2000), formadas no Jurássico Médio e bem expostas no segmento ocidental da cadeia da Arrábida. Estas estruturas foram posteriormente reactivadas como desligamentos e condutas magmáticas durante a inversão tectónica cenozóica e instalação dos complexos alcalinos neocretácicos (Terrinha, 1998; Terrinha et al., 2003). A direcção de lineamentos em torno de N80 poderá encontrar-se associada à direcção geral da cadeia da Arrábida, quer à direcção da estratificação quer à da fracturação (Figura 3.9).

### 3.2.4.2 Padrões sedimentares do mosaico 2

No mosaico 2 de sonar de varrimento lateral observaram-se 2 tipos de padrões sedimentares, a saber: a) padrões que se interpretaram como formas de fundo granulometricamente diferenciadas (*sorted bedforms*), que são formados pelo contraste entre diferentes tipos de fundo, ou seja padrões dos limites das unidades sedimentares definidas, e b) bandado formado por alternância de zonas com maior e menor retrodispersão, que se interpretaram como formas de fundo dunares transversais e longitudinais.

Os padrões interpretados como manchas sedimentares granulometricamente diferenciadas, foram subdivididos em 2 sub-tipos, a saber: os que ocorrem a Norte e Este da faixa de rocha aflorante (na zona Norte e extremo Este da zona Central do mosaico), constituídos por pequenas manchas de sedimento fino, sobre substrato de sedimento mais grosseiro; e os padrões que ocorrem a sul da faixa de rocha aflorante (na zona Central do mosaico), formados por manchas sedimentares alongadas e em forma de cuspide.

#### 3.2.4.2.1 Padrões sedimentares granulometricamente diferenciados a Norte e Este da faixa de rocha aflorante

Na zona Norte e extremo Este da zona Central do mosaico 2, os padrões sedimentares formados pelas duas diferentes classes de sedimentos consistem, principalmente, em pequenas manchas de sedimentos finos que se destacam sobre um substrato de sedimentos mais grosseiros. Estas pequenas manchas são geralmente alongadas

segundo a direcção geral NNW-SSE e têm dimensões que variam entre cerca de 85m a 200m de comprimento por 25m a 120m de largura (Figura 3.12 B). Algumas destas pequenas manchas sedimentares têm uma forma triangular e ligeiramente arqueada, sugestivas de dunas subaquáticas em *barchan*. No entanto, o facto de não se ter detectado expressão morfológica no fundo levou à sua classificação como depósitos sedimentares granulometricamente diferenciados (*sorted bedforms*), constituindo formas de fundo transversais.

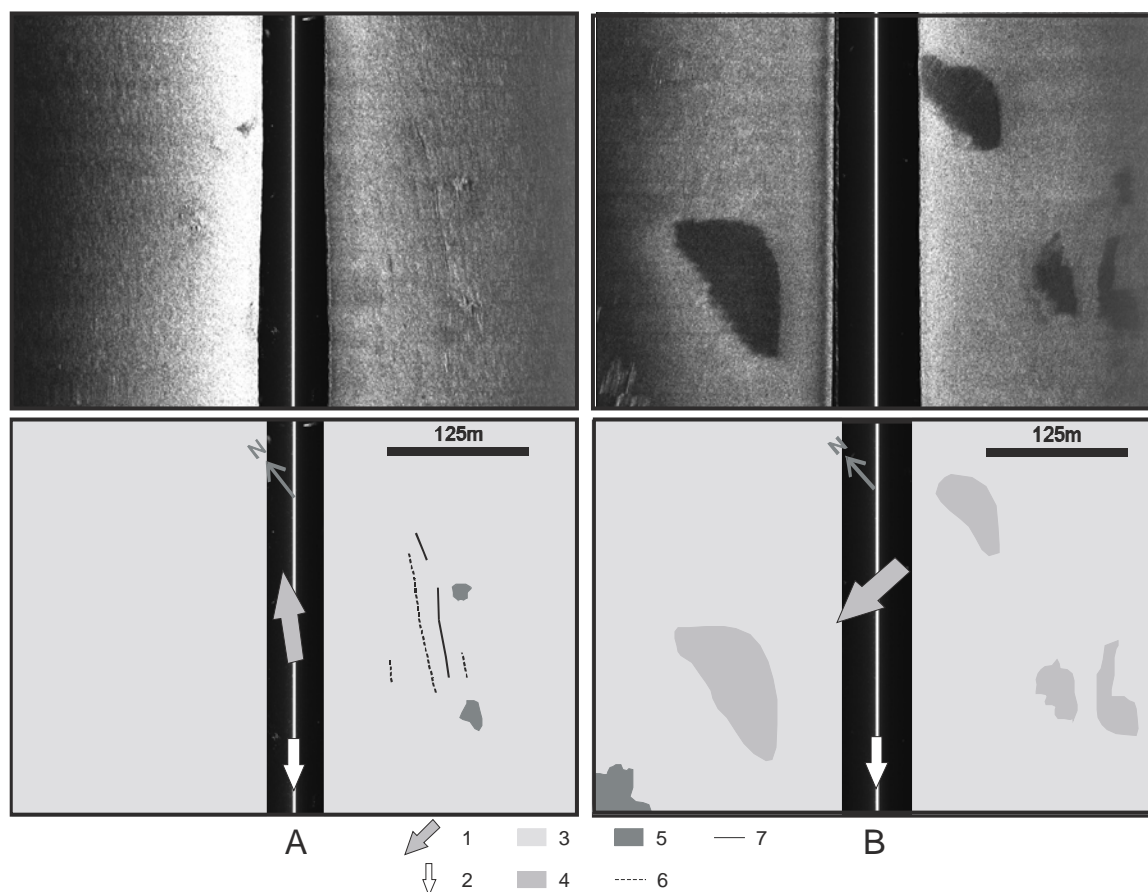


Figura 3.12 - Pormenor dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 2, A) exemplo de estruturas lineares em sedimentos grosseiros e B) exemplo de manchas de sedimentos finos com forma *barcanoide* sobre sedimentos grosseiros. 1) Direcção inferida da corrente dominante, 2) direcção de navegação, 3) sedimentos finos, 4) sedimentos grosseiros, 5) rocha, 6) estruturas lineares inferidas, 7) estruturas lineares. Para localização das áreas A e B ver Figura 3.7. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.

A orientação das manchas sedimentares descritas de forma mais ou menos *barcanoide* indica um transporte sedimentar de ENE para WSW. Esta direcção da corrente é ainda corroborada pela frequente presença no bordo SW das estruturas sedimentares de uma faixa com retrodispersão mais baixa. Com efeito, dados geofísicos utilizando sonar de varrimento lateral (Lewis and Pantin, 2002 em (Wynn e Stow, 2002) ou sísmica de reflexão (Ercilla et al., 2002 em Wynn and Stow, 2002) mostram que o flanco das estruturas sedimentares voltado à corrente tem sedimentos mais grosseiros e consequentemente com maior retrodispersão e que, inversamente, o flanco a favor da corrente tem sedimentos mais finos e consequentemente com retrodispersão mais baixa. A faixa de retrodispersão mais baixa no flanco a favor da corrente é também

observável em formas de fundo granulometricamente diferenciadas referidas na bibliografia (Lo Iacono e Guillén, 2008) (Figura 3.3).

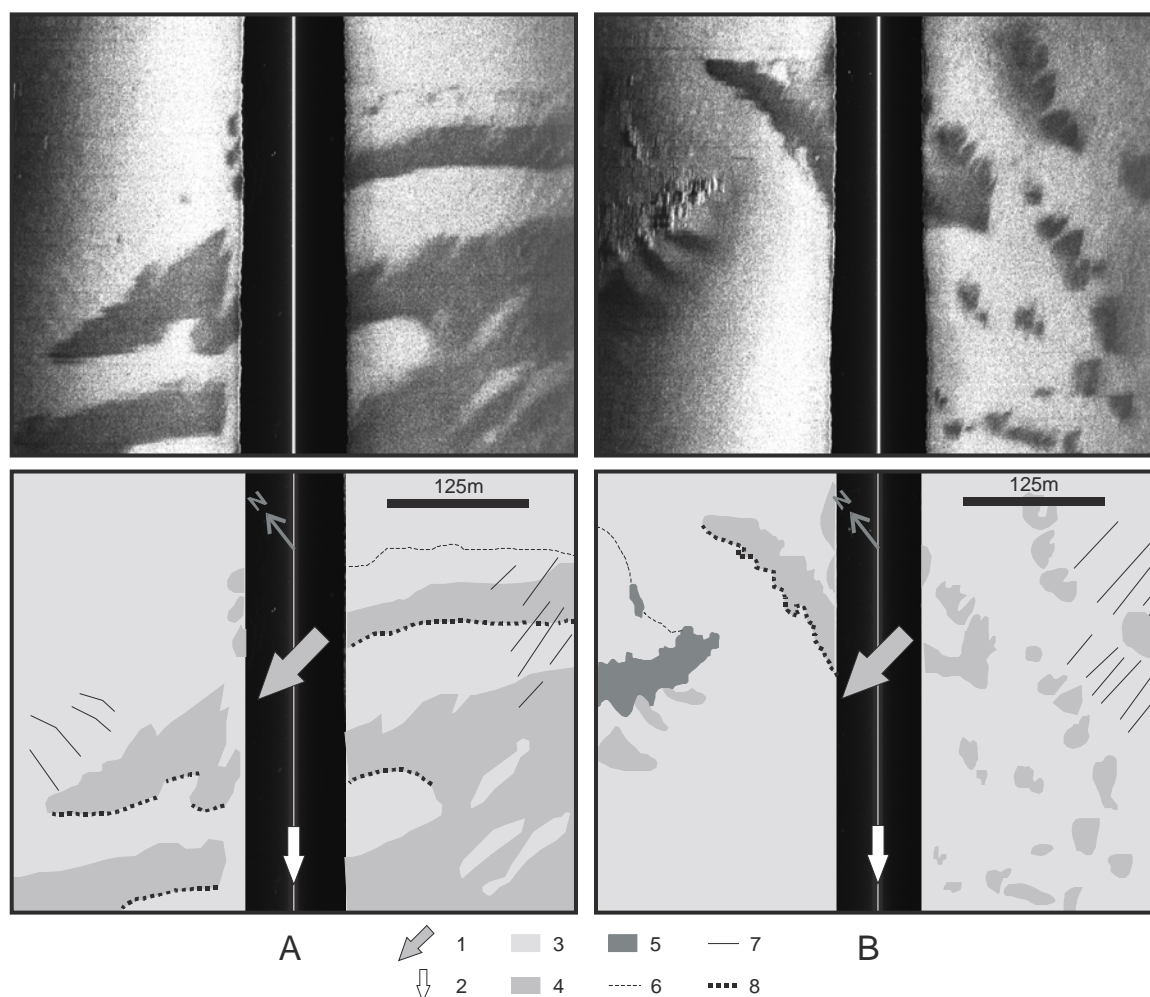


Figura 3.13 – Pormenor dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 2. 1) Direcção inferida da corrente dominante, 2) direcção de navegação, 3) sedimentos finos, 4) sedimentos grosseiros, 5) rocha, 6) limite de unidade ou estrutura inferidos, 7) estruturas interpretadas como formas de fundo transversais ou longitudinais e 8) faixa com retrodispersão mais baixa. Para localização das áreas A e B ver Figura 3.7. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.

As formas de leito descritas, nomeadamente as estruturas de forma *barcanoide* e as dunas longitudinais (possivelmente do tipo *sand ribbon*) migram normalmente sobre um substrato consolidado ou formado por materiais grosseiros e são típicas de zonas com uma disponibilidade de sedimentos arenosos relativamente reduzida (Wynn e Stow, 2002). A fraca disponibilidade sedimentar pode resultar de uma população sedimentar com uma distribuição granulométrica bimodal e correntes médias inferiores à corrente limite de mobilização dos sedimentos mais grosseiros (Kleinhans et al., 2002).

No extremo Este da zona Central do mosaico, onde se interrompe a faixa de afloramento rochoso, coexistem dois tipos de manchas de sedimentos finos que se distinguem por terem diferentes formas e dimensões. Umas são alongadas e atingem



maiores dimensões, enquanto outras têm dimensões mais reduzidas e forma pouco alongada. As manchas alongadas e de maiores dimensões têm normalmente uma largura que não excede 25m e atingem comprimentos de 450m. Geralmente, a largura destas manchas é variável ao longo da sua extensão, identificando-se vários lobos que poderão ser o resultado da coalescência de várias estruturas menores com forma mais ou menos *barcanoide*.

As manchas de menores dimensões têm formas e dimensões muito variáveis. Geralmente têm uma extensão inferior a 30m e algumas delas exibem uma forma *barcanoide* com uma relação comprimento/largura baixa que é típica de correntes mais rápidas (Figura 3.13) (Belderson et al., 1988, em Wynn et al., 2002). Os padrões sedimentares que ocorrem no extremo Este da zona central do mosaico, nomeadamente, *barcans* com uma pequena distância entre braços e dunas longitudinais sugerem que as correntes de fundo sejam mais rápidas nesta zona.

#### **3.2.4.2.2 Padrões sedimentares granulometricamente diferenciados a Sul da faixa de rocha aflorante**

A área de fronteira entre as zonas com predominância de sedimentos grosseiros ou finos tem duas particularidades relevantes. A primeira é o facto desta zona de transição se situar nas proximidades da ruptura de declive provocada pela faixa de rocha aflorante. A segunda característica é o facto de a transição entre as duas unidades granulometricamente diferenciadas ser feita por manchas sedimentares com formas que se assemelham a cúspides, dispostas de forma orientada e periódica com um espaçamento de 95m-275m (distância entre eixos de formas contíguas).

Estas formas em cúspide são definidas por uma alternância entre faixas estreitas (15m a 80m) de sedimentos grosseiros com faixas largas de sedimentos finos. Estas últimas, são mais largas na base, onde enraízam na zona com predominância de sedimentos finos e onde têm larguras de 180m a 280m, apresentando no seu topo uma largura de 40m a 140m. Segundo a direcção de maior alongamento ENE-WSW têm um comprimento que geralmente ronda os 300m, podendo no entanto atingir os 900m. A orientação destas formas é oblíqua relativamente à ruptura de declive provocada pelo afloramento rochoso para o qual aponta o vértice (ou topo) das cúspides. Acresce ainda que, estes padrões sedimentares não são simétricos. O flanco NW das formas em cúspide é mais longo e mais rectilíneo e o seu topo (ou vértice) é deflectido para o lado do flanco mais curto (flanco SE).

Estes padrões sedimentares em cúspide ocorrem ainda associados a outros afloramentos rochosos menores mas, embora exibam a mesma forma têm dimensão 4 a 6 vezes menor do que a já descrita. É o caso do afloramento rochoso a cerca de 85m de profundidade, que ocorre desfasado cerca de 550m para Sul relativamente ao alinhamento do afloramento principal. Para o largo (a SW) deste pequeno afloramento surgem os referidos padrões sedimentares em cúspide, com um comprimento de onda na ordem dos 60m e um alongamento com cerca de 40m a 70m de comprimento.

A geometria complexa destas formas sugere que as mesmas possam resultar de um padrão de interferência entre correntes com diferentes direcções.

A assimetria destas formas e a deflexão do seu topo é compatível com um transporte por uma corrente de NW para SE, em que o topo da estrutura, por ser mais estreito e portanto com menor volume de sedimento, se desloca mais rapidamente. Os altos topográficos podem incrementar as correntes de fundo originadas pela maré, vento ou



ondulação que, por sua vez, produzem áreas de erosão, redistribuição sedimentar (Knebel et al, 1999 em Poppe e Polloni, 1998). A maior velocidade e/ou eficiência do transporte junto à escarpa do afloramento, pode também resultar de uma crescente intensidade de ressuspensão dos sedimentos provocada pela turbulência induzida pela proximidade da escarpa. Embora com um enquadramento distinto, este processo de ressuspensão tem sido referido como contribuindo para que barras arenosas costeiras migrem mais rapidamente junto à costa do que ao largo (Swift e Field, 1981).

O alongamento dos padrões sedimentares em cúspides pode ser compatível com uma corrente de ENE para WSW. Esta direcção é coincidente com a direcção da corrente sugerida pelos padrões sedimentares a Norte da faixa de afloramento e com a direcção de lineamentos N80 identificada na elevação rochosa. Embora os dados batimétricos não o permitam demonstrar, é possível que estes alinhamentos possam ter uma expressão morfológica negativa, i.e. depressões estreitas e alongadas, no corpo rochoso, funcionando como canais de correntes submarinas localizadas. Estas correntes associadas a este processo de “canalização” seriam mais fortes e direccionadas segundo a orientação das formas sedimentares, podendo ser assim as responsáveis pela formação das manchas de sedimentos mais grosseiros, por removerem ou não permitirem a deposição dos sedimentos finos.

Sugere-se, portanto, que as formas em cúspide poderão resultar da interferência de correntes segundo duas direcções principais. Uma corrente estabelecida ao longo da escarpa rochosa de NW para SE, responsável pela assimetria e deflexão do topo destas formas. E outra corrente de ENE para WSW, paralela à direcção de maior alongamento destes padrões e à lineação N80, responsável pelo prolongamento longitudinal das manchas de sedimentos grosseiros.

#### ***3.2.4.2.3 Padrão bandado interpretado como dunas submarinas***

Pontualmente ocorrem pequenas zonas onde é possível observar um bandado definido pela alternância de faixas sub-paralelas com maior e menor retrodispersão que se agrupam segundo duas direcções aproximadamente perpendiculares. Estas faixas, têm uma largura de cerca de 8m, um espaçamento (ou comprimento de onda) de 15m a 20m, um comprimento (alongamento) que atinge os 75m e ocorrem associadas ao limite entre as unidades de sedimentos finos e grosseiros situando-se preferencialmente na unidade de sedimentos grosseiros. (Figura 3.13).

Pode-se concluir que estas estruturas constituem pequenas elevações no fundo do mar, visto que exibem sistematicamente uma retrodispersão mais elevada no flanco voltado para o nadir da linha de sonar de varrimento lateral. No entanto, em virtude de 1) serem pouco frequentes, 2) não terem sido detectadas a intersectar o nadir e 3) terem uma dimensão relativamente reduzida, não é possível avaliar quantitativa a sua expressão morfológica no fundo com base apenas nos dados de sonar. Essa expressão morfológica pode no entanto ser estimada utilizando a equação  $H=0,0677L^{0,8098}$  proposta por (Flemming, 1988 em Ashley, 1990) que relaciona o espaçamento (L) e a altura (H) de dunas submarinas. Com base nesta relação e considerando um espaçamento de 20m, conclui-se que o relevo das estruturas poderá ascender a cerca de 1,3m.

Relativamente à sua orientação estas estruturas agrupam-se segundo direcções paralelas ou perpendiculares à direcção ENE-WSW inferida como sendo a da corrente dominante com base noutras estruturas na área. Tendo em conta a nomenclatura de

formas de fundo adoptada, estas estruturas foram interpretadas como dunas médias a grandes em sedimentos arenosos a cascalhentos e com orientações transversais e longitudinais.

Tendo em conta a granulometria grosseira dos sedimentos e a sua localização estas formas de fundo, podem ser interpretadas como correspondendo aos *ripples* ou dunas que frequentemente se associam aos padrões sedimentares granulometricamente diferenciados. Têm, no entanto, um comprimento de onda maior do que o que é normalmente descrito.

As formas longitudinais têm diversas características típicas de bandas de areia (*sand ribbons*), nomeadamente ocorrerem em grupos de estruturas paralelas longitudinais, a sua reduzida expressão morfológica, e a granulometria do sedimento. No entanto, distinguem-se por serem estreitas e por aparentemente não se diferenciarem granulometricamente com sendo manchas de areia sobre outros sedimentos, embora ocorram associadas a zonas de limites entre sedimentos com granulometrias diferentes.

#### **3.2.4.3 Marcas de actividade antrópica**

No extremo NE do mosaico 2 existe uma estrutura linear de orientação NE-SW, que ocorre inserida na unidade dos sedimentos grosseiros, na proximidade de pequenas manchas de retrodispersão mais elevada interpretadas como rocha aflorante e/ou sub-aflorante (

Figura 3.12 A). Esta lineação, só foi identificada nesta zona do mosaico, e é assinalada por uma estrutura bem marcada com cerca de 150m de comprimento, à volta da qual é possível identificar outras estruturas lineares paralelas menos evidentes.

Dada a singularidade desta ocorrência e o facto de a direcção da lineação ser bastante diferente da direcção das correntes locais dominantes interpretada a partir de outras estruturas, parece ser pouco provável que possa corresponder a uma lineação erosiva natural. Excluída essa hipótese, propõem-se duas interpretações alternativas. 1ª) Sulcos erosivos provocados artificialmente pelo arrastes de ancoras ou artes de pesca; 2ª) Expressão do lineamento N45, identificado nas zonas rochosas.

Embora a 2ª hipótese embora possa ser corroborada pela proximidade das manchas interpretadas como material rochoso sub-aflorante, o carácter muito localizado da ocorrência destas estruturas lineares parece ser mais compatível com a 1ª hipótese.

### **3.3 Mosaico 1**

#### **3.3.1 Localização do mosaico 1**

O primeiro mosaico com dados de sonar de varrimento lateral adquiridos no cruzeiro SADOGEOROB1 tem uma área com cerca de 21km<sup>2</sup> (Figura 3.14). A sua forma aproxima-se de um paralelogramo rectangular, dispondo-se os seus lados menores paralelamente às linhas batimétricas, com uma orientação geral NW-SE, e alinhando-se o lado maior de NW com o canal de acesso à barra do Sado. A profundidade do mosaico varia entre os 60m e os 95m (Figura 3.15), encontrando-se o seu extremo

norte a cerca de 1,5km do lobo frontal do delta-de-vazante da barra do Sado e o seu extremo sul a cerca de 6km da cabeceira do canhão de Sesimbra.

### **3.3.2 Morfologia do fundo na área do mosaico 1**

Tendo em conta a morfologia da plataforma, analisada a partir dos perfis batimétricos adquiridos na área do mosaico 1, individualizaram-se 3 sectores, referidos por S2 a S4 (Figura 3.16, Figura 3.17 e Tabela 3).

O sector S2, o mais interior, estende-se até cerca dos 65m de profundidade e caracteriza-se por ter uma morfologia muito regular e uma inclinação média de  $0,4^\circ$ .

O sector S3 engloba a faixa entre os 65m e os 90m de profundidade e caracteriza-se por ser a zona de maior variabilidade morfológica. No entanto, apesar das variações morfológicas, a inclinação geral média deste sector da plataforma é semelhante a do anterior. As principais estruturas morfológicas identificadas estão normalmente associadas a afloramentos ou sub-afloramentos de material rochoso. É nomeadamente, o caso de pontos de inflexão da inclinação da plataforma e de zonas com rupturas de declive formando vertentes de pendores que atingem cerca de  $3,2^\circ$  (Figura 3.18).

Duas rupturas de declive que ocorrem por volta dos 75m e dos 80m de profundidade destacam-se por ocorrerem aproximadamente às mesmas cotas na maioria dos perfis. A continuidade destas rupturas de declive nos vários perfis permite utilizar as duas estruturas para subdividir este sector da plataforma em três subsectores que serão referidos como S3', S3'' e S3''' (Figura 3.17 e Figura 3.18).

O sector S4 estende-se para o largo a partir dos 90m de profundidade e, tal como o sector S2, caracteriza-se por ter uma morfologia muito regular e uma inclinação média de  $0,3^\circ$ , ou seja, ligeiramente inferior a dos sectores mais interiores da plataforma.

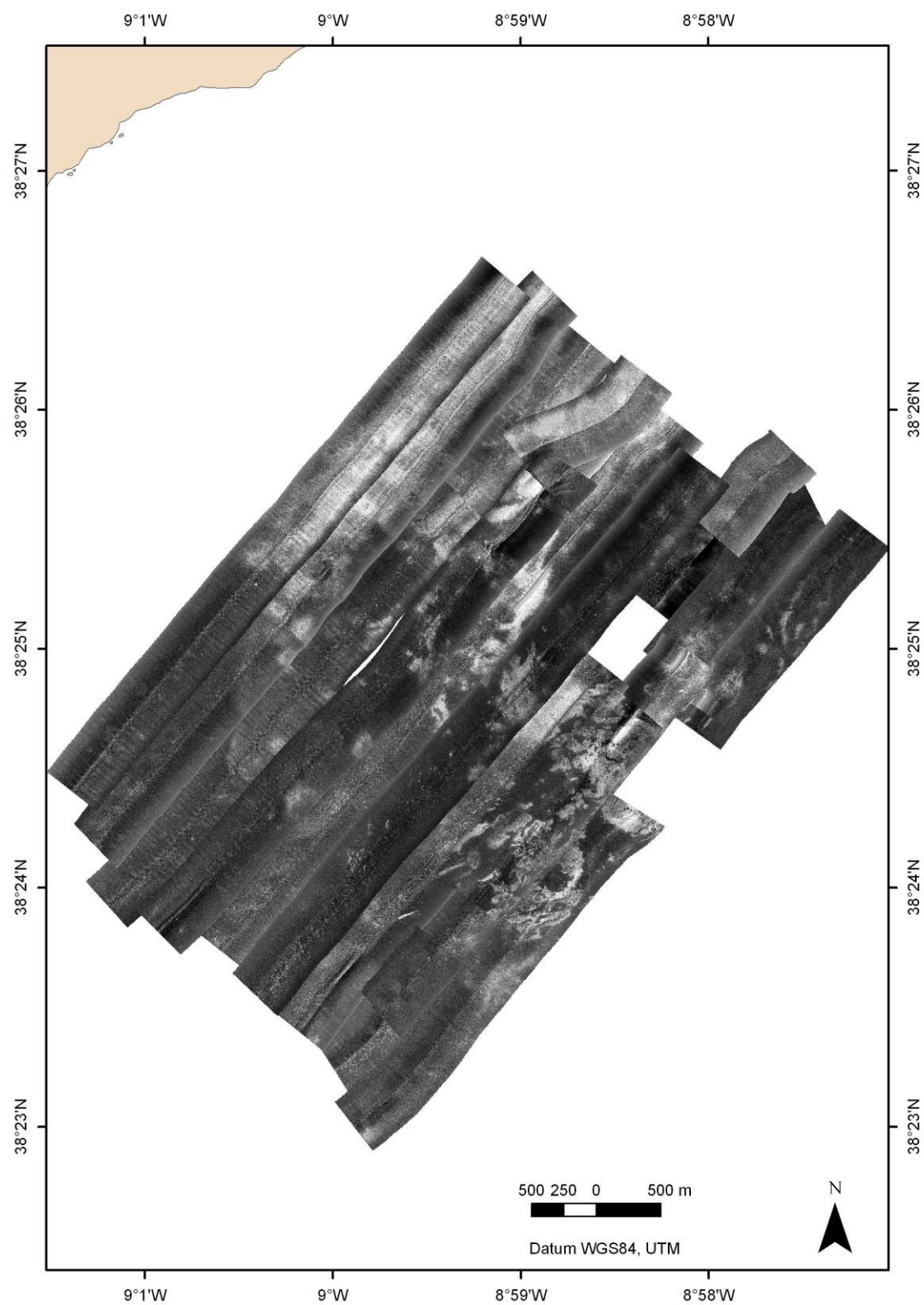


Figura 3.14 – Mosaico 1 dos dados de sonar de varrimento lateral adquiridos ao largo da barra do Sado, durante o cruzeiro SADOGEOROB 1. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros. Para localização ver Figura 3.1.

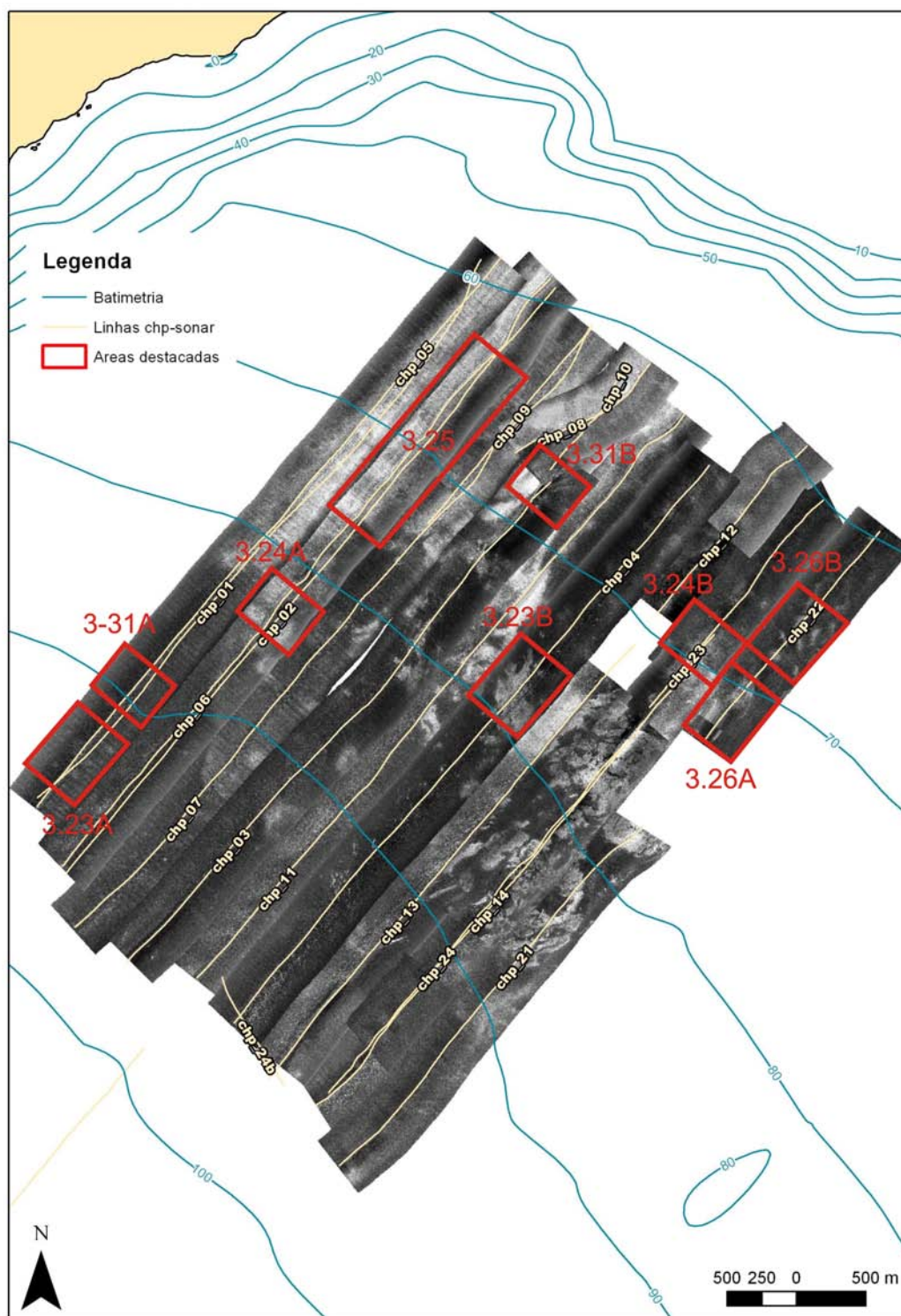


Figura 3.15 – Mosaico 1 de sonar de varrimento lateral com batimetria, localização dos perfis de Chirp-Sonar e das áreas destacadas nas figuras: Figura 3.23, Figura 3.24, Figura 3.25, Figura 3.26 e Figura 3.31



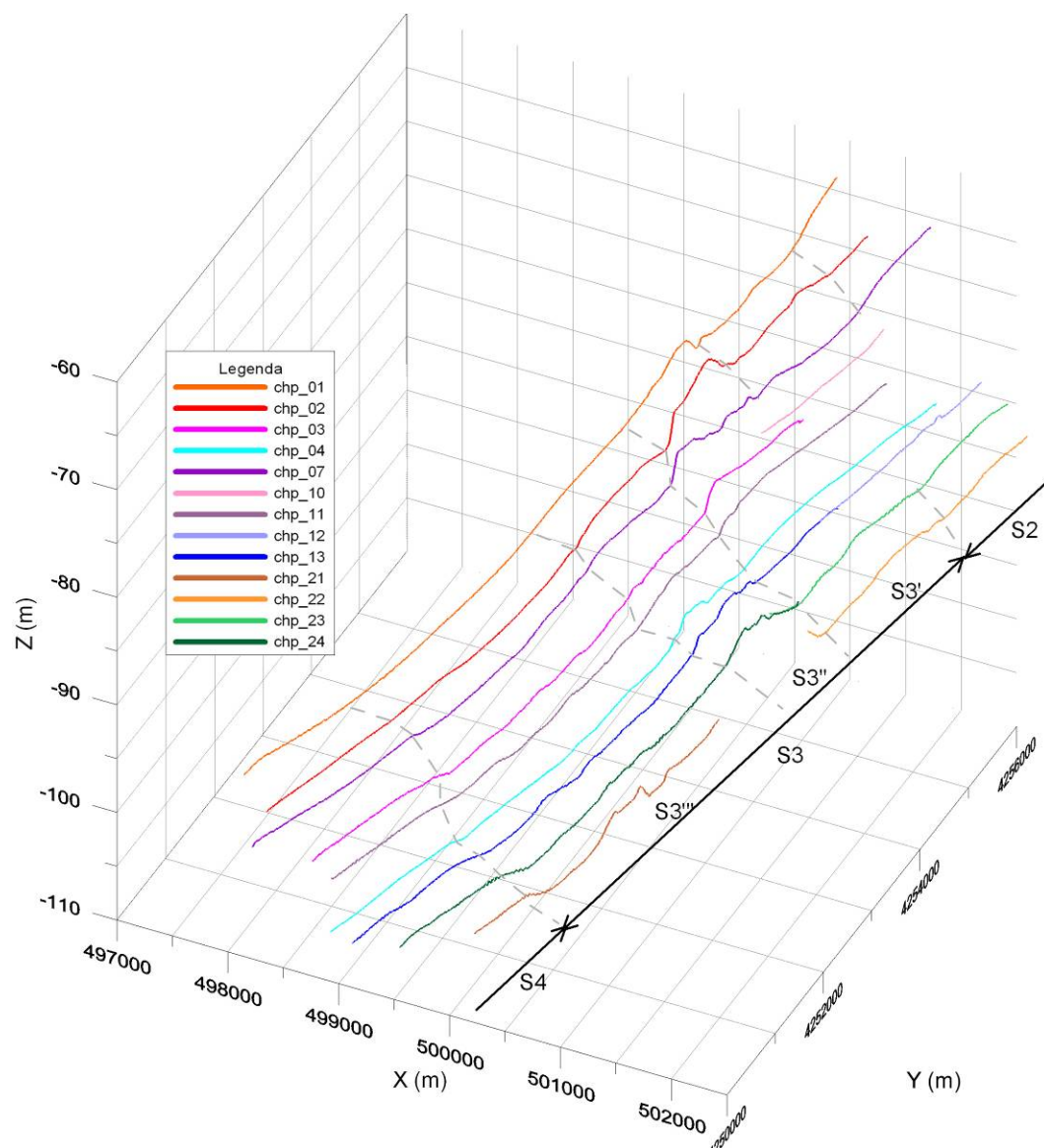


Figura 3.16 – Vista em perspectiva dos perfis batimétricos do mosaico 1, com delimitação dos sectores da plataforma S2, S3 e S4 e das duas rupturas de declive que ocorrem às profundidades de aproximadamente 70m a 75m e 80m e que individualizam os subsectores S3', S3'' e S3'''. Profundidade determinada por média móvel de dados de sonda de feixe simples (janela de média com 41 pontos). Para localização dos perfis ver Figura 3.15.

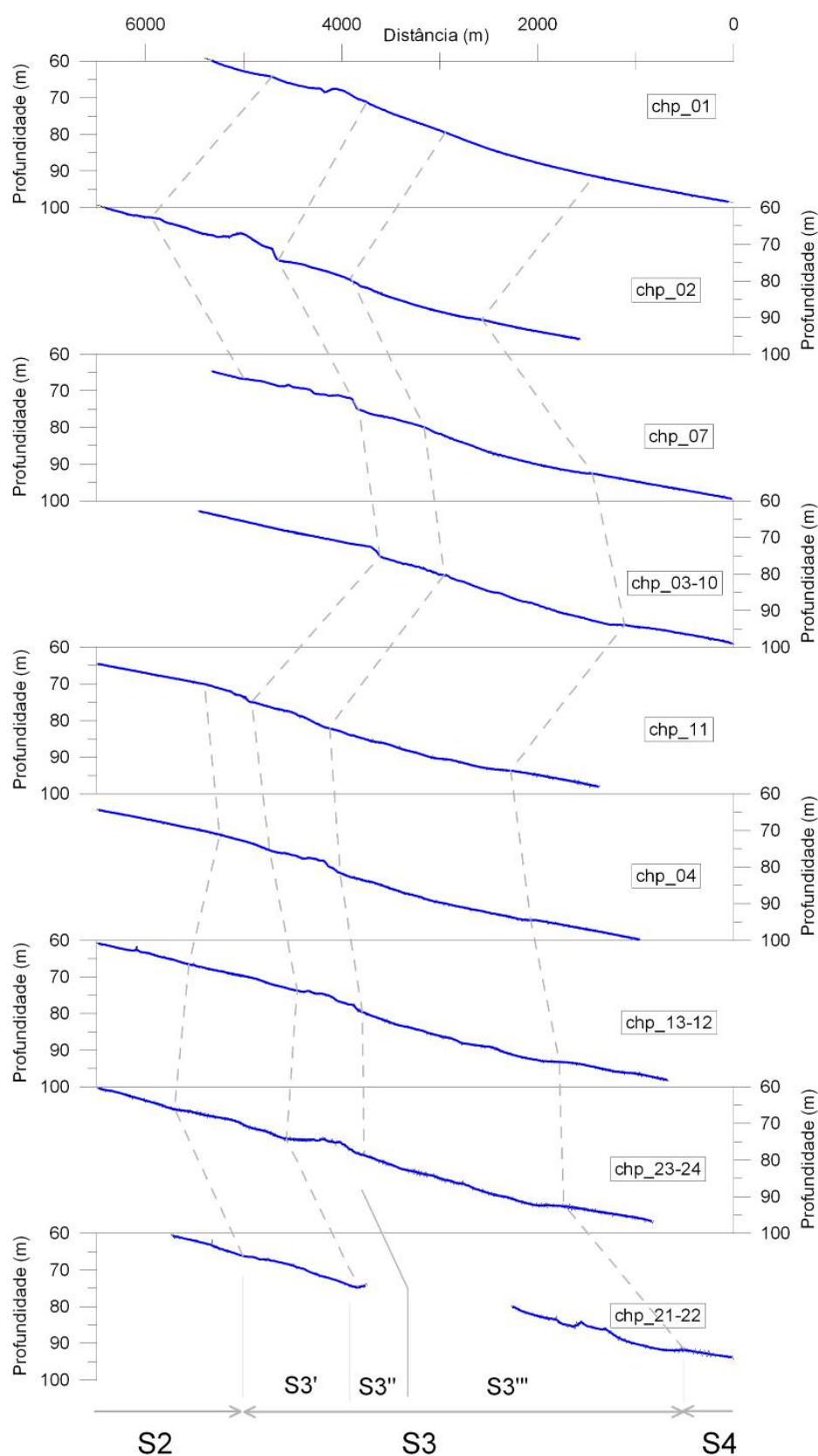


Figura 3.17 – Perfis batimétricos do mosaico 1, com delimitação dos sectores da plataforma S2, S3 e S4 e das duas rupturas de declive que ocorrem às profundidades de aproximadamente 70m a 75m e 80m e que individualizam os subsectores S3', S3'' e S3'''. Profundidade determinada por média móvel de dados de sonda de feixe simples (janela de média com 41 pontos). Para localização dos perfis ver Figura 3.15.



Tabela 3 – Inclinação média em graus, dos três sectores principais sectores da plataforma considerados nos perfis batimétricos do mosaico 1.

Linha / Segmento	chp_01	chp_02	chp_07	chp_03	chp_11	chp_04	chp_13	chp_14-23	Media
S2	0.50	0.43	0.44	0.29	0.30	0.32	0.40	0.44	<b>0.39</b>
S3	0.50	0.49	0.42	0.45	0.43	0.38	0.40	0.40	<b>0.43</b>
S4	0.32	0.28	0.28	0.25	0.28	0.29	0.27	0.24	<b>0.28</b>

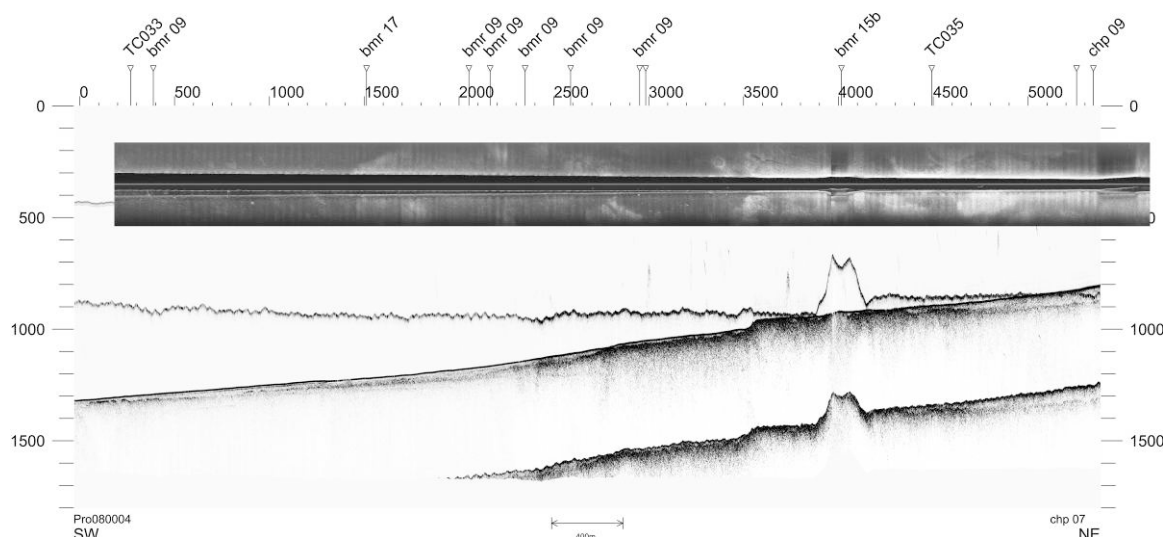


Figura 3.18 – Linha de chirp-sonar chp\_07 do cruzeiro SADOGEOROB1. Perfil chirp em baixo com correspondente linha de sonar de varrimento lateral sobreposta (em cima). Note-se a relação existente entre as duas principais quebras de declive do fundo do mar e a ocorrência de afloramentos ou sub-afloramentos rochosos. Perfil chirp com escala vertical em tempo duplo representado por ms x10. Para localização do perfil ver figura 3.15.

### 3.3.3 Unidades definidas no mosaico 1

Como já se referiu, tentou-se, sempre que possível, transpor para a interpretação do mosaico 1 os critérios interpretativos definidos no mosaico 2, visto este último ter dados de melhor qualidade. Tendo em conta a intensidade e homogeneidade da retrodispersão (tons claros para retrodispersão baixa a escuros para alta), individualizaram-se 4 tipos de fundo na área do mosaico 1. Os tipos de fundo foram referenciados utilizando as mesmas 3 designações que se aplicaram no mosaico 2, sedimentos finos, sedimentos grosseiros e afloramento ou sub-afloramento rochoso, tendo-se designado o 4º tipo como fundo indeterminado.

Exceptuando o tipo de fundo classificado como indeterminado, os limites entre os restantes tipos de fundo considerados são aproximadamente paralelos à batimetria.

Os sedimentos grosseiros são o tipo de fundo predominante neste mosaico, ocorrendo até cerca dos 90m de profundidade. Em zonas mais profundas os sedimentos finos tornam-se no tipo de fundo dominante.

O tipo de fundo classificado como afloramento ou sub-afloramento rochoso ocorre entre os 70m e os 90m de profundidade, dispondo-se essencialmente ao longo de faixas sub-paralelas à batimetria e que tendem a ocorrer a maiores profundidades para

SE. O bordo SW (para o largo) das manchas de afloramento rochoso é frequentemente sublinhado por inflexões na inclinação da plataforma.

Estes afloramentos rochosos, com expressão morfológica no fundo do mar, têm uma morfologia aplanada formando plataformas ou planaltos ligeiramente inclinados para o mar e cujos limites são frequentemente sublinhados por pequenas escarpas.

Apesar das diferentes morfologias dos afloramentos, as hipóteses propostas para a natureza das rochas aflorantes no mosaico 2 mantêm-se válidas também para o mosaico 1. Ressalva-se apenas uma diferença para a hipótese em que se considera que estas rochas possam corresponder a sedimentos costeiros consolidados. Essa diferença é que face à morfologia mais aplanada dos afloramentos pode-se considerar a hipótese de para além de eolianitos as rochas também poderem corresponder a praias consolidadas (*beachrocks*).

### 3.3.3.1 *Fundo indeterminado*

No tipo de fundo classificado como indeterminado incluem-se as grandes áreas em que o sinal tem uma baixa razão sinal/ruído, ou seja, dados de má qualidade. Estas áreas são caracterizadas por padrões heterogêneos, normalmente com predominância de tons claros (associados a retrodispersão elevada), por uma acentuada assimetria dos sinais recebidos pelos transdutores dos dois bordos e pela presença de pontos dispersos com retrodispersão muito contrastante.

A pior qualidade destes dados é marcada principalmente pela assimetria do sinal registado pelos transdutores dos dois bordos do equipamento (provocada pelo adorno do peixe) e pelo aspecto pontado (ruidoso) provocado pelos pontos dispersos com retrodispersão muito contrastante.

A maior parte da área classificada como fundo indeterminado concentra-se numa mancha de forma aproximadamente triangular que preenche o extremo NW do mosaico. Esta mancha estende-se a partir do canto NW do mosaico por uma extensão máxima de cerca de 3km segundo a direcção de maior inclinação da plataforma e 2km segundo a direcção perpendicular. Foram ainda classificadas como fundo indeterminado duas outras pequenas áreas contíguas ao limite norte de manchas de afloramento rochoso.

A distribuição espacial das manchas cartografadas como fundo indeterminado parece ter alguma consistência, nomeadamente, no que se refere à sua concentração na zona NW do mosaico e à sua ocorrência associada às áreas de afloramento. Por outro lado, o padrão acústico destas manchas pode ser compatível com o gerado por uma cobertura sedimentar grosseira (e.g. cascalheira), especialmente no que se refere à alta retrodispersão e heterogeneidade. A conjugação destes dois factores, consistência espacial das manchas e padrão acústico compatível com sedimentos muito grosseiros, poderá sugerir que as manchas assinaladas como fundo indeterminado possam corresponder a um tipo de fundo específico e não apenas a uma zona onde os dados são muito ruidosos. No entanto, a incerteza nos dados, face à sua elevada assimetria e baixa razão sinal/ruído, à ausência de amostras de sedimentos e a fraca correlação com a carta SED5, optou-se por não associar este padrão acústico a nenhum tipo específico de fundo.

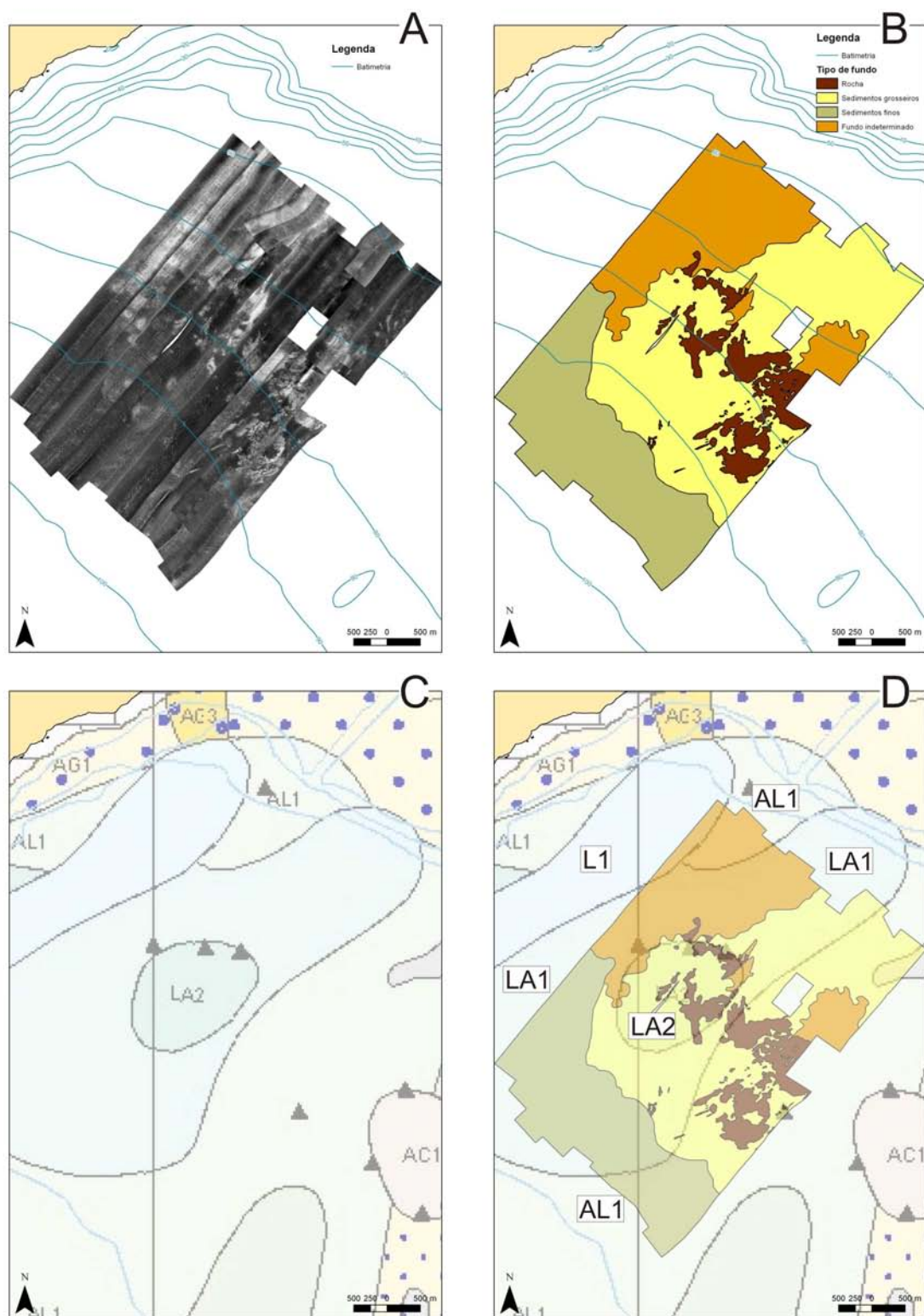


Figura 3.19 - Mosaico 1 de sonar de varrimento lateral (A); tipos de fundo interpretados (B); Excerto da Carta de Sedimentos Superficiais SED5 de 2005 publicada pelo Instituto Hidrográfico (C); e sua relação com as unidades interpretadas (D). Unidades da carta SED5 identificadas n texto.

### 3.3.3.2 Relação com dados publicados

As características granulométricas e a percentagem de calcário das 5 unidades da carta SED5 abrangidas pelo mosaico 1, referidas de NW para SE, são:

**L1** - Lodo litoclástico; ( $50\% < \text{Lodo} \leq 90\%$ ,  $\text{Calcário} \leq 30\%$ )

**AL1** - Aeia litolodosa; ( $10\% \leq \text{Lodo} \leq 25\%$ ,  $\text{Calcário} \leq 30\%$ )

**LA1** - Lodo litoarenoso; ( $25\% < \text{Lodo} \leq 50\%$ ,  $\text{Calcário} \leq 30\%$ )

**Zona Rochosa** – manchas cinzentas

**LA2** - Lodo litobioarenoso; ( $25\% < \text{Lodo} \leq 50\%$ ;  $30\% < \text{Calcário} \leq 50\%$ )

As unidades LA1 e AL1 são as que têm uma maior representatividade no mosaico 1. O limite entre estas duas unidades, de direcção NE-SW, é aproximadamente paralelo aos lados maiores do mosaico e, portanto, também paralelo à direcção de máxima inclinação. A unidade AL1 ocorre ao longo do bordo SE do mosaico e ocupa cerca de 1/3 da sua área, enquanto a unidade LA1 ocupa a quase totalidade dos restantes 2/3. Nestes 2/3 do mosaico dominados pela unidade LA1, está ainda completamente compreendida uma mancha da unidade LA2. Esta mancha, tem uma forma elíptica com cerca de 2km por 1,5km, sendo o seu eixo maior aproximadamente paralelo à direcção de máxima inclinação da plataforma.

Relativamente aos afloramentos rochosos assinalados na carta SED5, o mosaico 1 intersecta uma pequena mancha de rocha representada na carta SED5, que se deveria localizar no extremo NE do mosaico e, da qual, não se detectam evidências nos dados de sonar. No entanto, na zona central do mosaico 1, entre os 65m e os 90m de profundidade, onde os dados de sonar indicam a ocorrência de várias manchas de afloramento rochoso, são assinaladas na carta SED5 ocorrências pontuais de rocha (triângulos pretos) que se dispõem segundo uma orientação compatível com as manchas de afloramento interpretadas do sonar.

A unidade L1 apenas é intersectada por uma pequena área do extremo NW do mosaico 1. Face às reduzidas dimensões dessa área e ao facto de ocorrer numa zona em que os dados de sonar têm uma baixa razão sinal/ruído, considera-se que a unidade não tem representatividade no mosaico 1.

Através da análise da Tabela 4 e Figura 3.19 podem-se confrontar as unidades interpretadas a partir dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico 1 com os dados publicados na carta SED5.

Face à sua maior representatividade espacial e às classes granulométricas associadas, seria de esperar que as unidades da carta SED5 LA1 e AL1 se correlacionassem com as unidades resultantes da interpretação dos dados de sonar que se identificaram como sedimentos finos e sedimentos grosseiros, respectivamente (podendo-se ainda eventualmente juntar a esta última a unidade de fundo indeterminado). No entanto, ao comparar a distribuição espacial dos dois pares de unidades referidas, constata-se que nesta zona para além de terem uma distribuição espacial muito distinta, os seus limites intersectam-se com orientações gerais aproximadamente ortogonais (Figura 3.19).

Relativamente às semelhanças existentes entre as duas cartografias confrontadas (sonar e SED5), consideram-se que, para além da já referida coincidência no

posicionamento dos afloramentos rochosos, existem mais dois pontos dignos de nota: 1) A semelhança na orientação dos limites e a forma das manchas das unidades AL1 e fundo indeterminado, no extremo NW do mosaico, embora haja alguma discrepância na dimensão das manchas e na localização do seu limite; 2) O limite da mancha da unidade LA2 que a NE é coincidente com os limites de uma mancha de afloramento e a SW tem uma orientação semelhante aos limites entre a unidade de sedimentos grosseiros e as unidades de sedimentos finos e de fundo indeterminado.

Tabela 4 - Quadro resumo com a correlação estabelecida entre as unidades individualizadas a partir da interpretação dos dados de sonar de varrimento lateral (Uni. Sonar) do mosaico 1, os sectores da plataforma individualizados a partir de perfis batimétricos, respectivas inclinações médias, unidades da carta geológica à escala 1:500 000 (Uni. GEO), unidades da carta de sedimentos superficiais SED5 (Uni. SED5) e a granulometria dominante inferida.

Uni. Sonar	Sector da Plataforma	Inclinação média (°)	Intervalo Prof. (m)	Uni. GEO	Uni. SED5	Granulometria Dominante
Sed Grosseiros e fundo indeter.	S2	0.4	60-65	m-a	L1, AL1, LA1, ZN	Areia a areia cascalhenta
Sed. Grosseiros, fundo indeter e afloramento	S3'	0.4	65-75	m-a	LA1, AL1	Areia
	S3''		75-80		LA1, LA2, ZN, AL1	
	S3'''		80-90			
Sed. Finos	S4	0.3	90-100	m-a	LA1, AL1	Areia fina a Lodo

### 3.3.4 Descrição e discussão das estruturas identificadas

Para além dos lineamentos identificados nos afloramentos rochosos, as principais estruturas identificadas na área do mosaico 1 de sonar de varrimento lateral foram estruturas circulares de origem desconhecida, escarpas com sombras associadas, padrões sedimentares interpretados como formas de fundo e estruturas que se interpretaram como sendo marcas antrópicas provocadas pelo arraste de âncoras, correntes de âncora ou artes de pesca. A fim de facilitar a análise da sua distribuição espacial as estruturas foram agrupadas em 6 domínios (Figura 3.20). As áreas atribuídas a cada um dos domínios que se representam na Figura 3.20, englobam todas as estruturas identificadas, tendo-se representado estas áreas apenas com o intuito de facilitarem a apresentação e análise da disposição relativa das estruturas identificadas.

Dos 6 domínios definidos, considerou-se um para as estruturas sedimentares, outro para as estruturas antrópicas e os restantes quatro para os diferentes tipos de estruturas circulares considerados, a saber: estruturas circulares em rocha, com halo, com padrão radial e simples. As escarpas com sombras associadas, por serem estruturas que ocorrem em zonas de afloramento rochosos, foram englobadas no mesmo domínio das estruturas circulares identificadas em substrato consolidado.

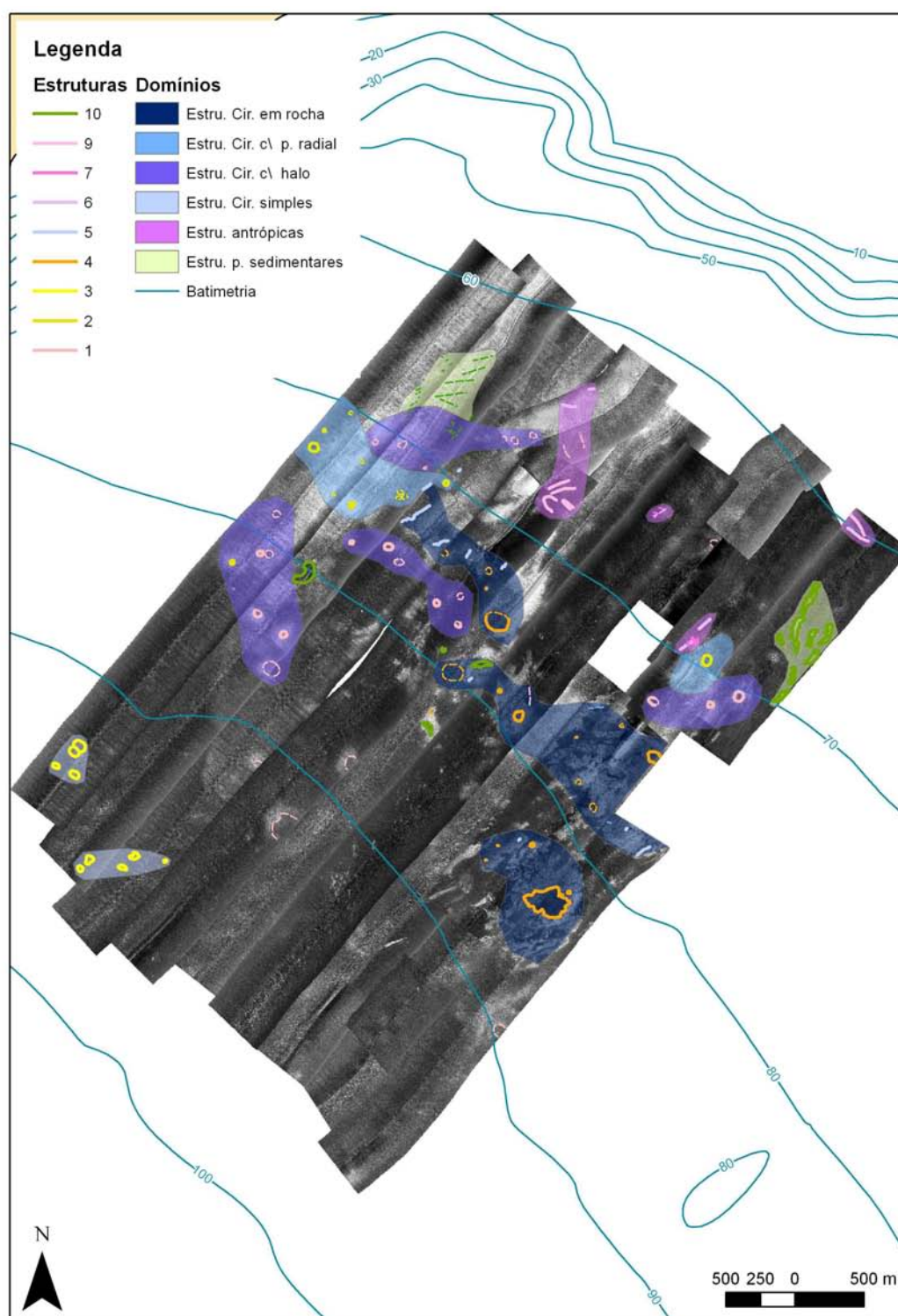


Figura 3.20 – Mapa do mosaico 1 de sonar de varrimento lateral com a localização das principais estruturas identificadas e dos respectivos domínios em que foram agrupadas. 1-Estrutura circular com auréola, 2-Estrutura circular com padrão radial, 3-Estrutura circular simples, 4-Estrutura circular em rocha, 5-Escarpa, 6-Marca linear de relevo negativo, 7-Marca linear de relevo positivo, 9-Marcas de arraste e/ou depósitos antrópicos, 10-Formas de fundo (estruturas sedimentares). As linhas a tracejado representam estruturas mal definidas, incompletas ou interpretadas a partir de dados não incluídos no mosaico.



### 3.3.4.1 Alinhamentos morfológicos

Os alinhamentos morfológicos identificados nas zonas de afloramento rochoso do mosaico 1 foram agrupados de acordo com a sua direcção média em 5 famílias, a saber N45°, N130°, N155°, N80° e N0°. As quatro primeiras são comuns aos dois mosaicos. No entanto, a família N155° tem uma representação mínima no mosaico 1, aparecendo alternativamente neste mosaico a família N0°, eventualmente correspondente à família de falhas de desligamento miocénicas bem representadas no segmento oriental da cadeia da Arrábida, cujo prolongamento poderá interceptar a área do mosaico 2. Relativamente às restantes três famílias que são comuns aos dois mosaicos, mantêm-se válidas para o mosaico 1 todas as características apontadas aquando da sua descrição no mosaico2.

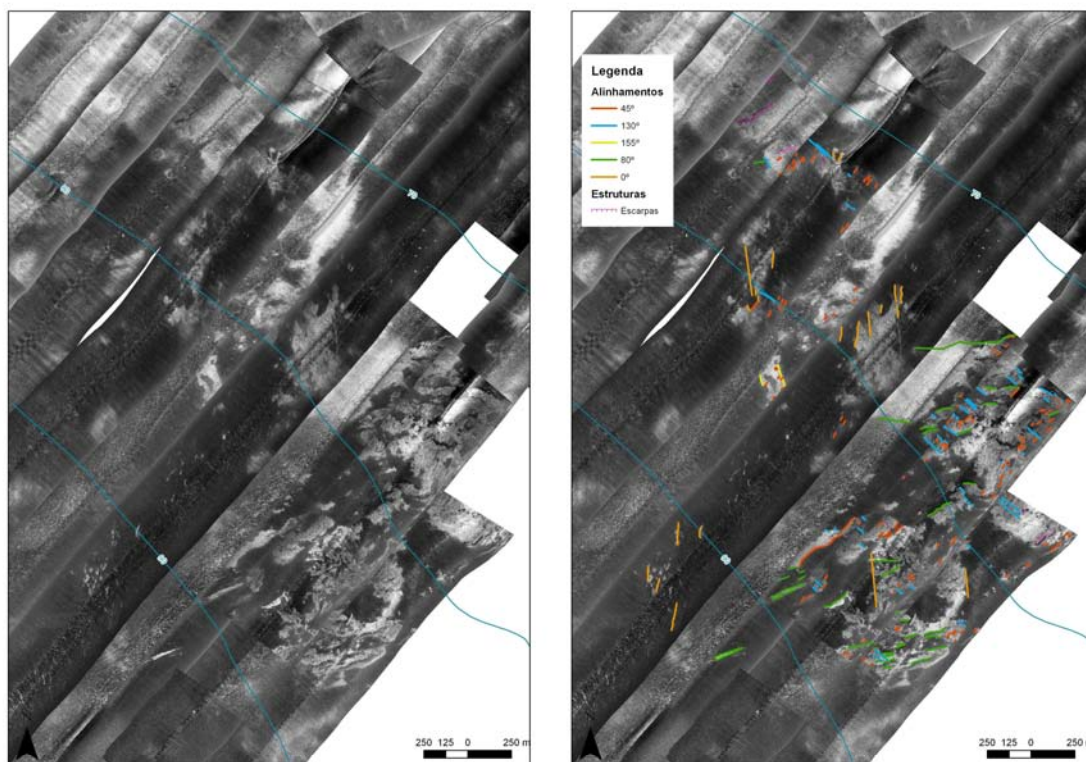


Figura 3.21 – Lineamentos identificados nas zonas de afloramento rochoso do mosaico 1.

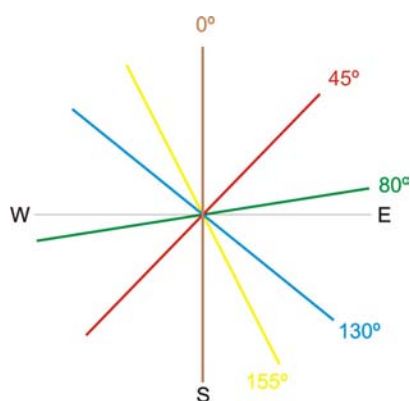


Figura 3.22 – Representação esquemática das direcções médias dos principais lineamentos assinalados no mosaico 1.



### 3.3.4.2 Estruturas circulares e estruturas em substrato rochoso

Convencionou-se designar por estruturas circulares as formas interpretadas a partir dos dados de sonar de varrimento lateral que se destacam por terem uma retrodispersão contrastante e que se caracterizam por ter uma forma em planta sub-circular ou elíptica com dimensões que normalmente se enquadram entre os 20m e os 70m de ou diâmetro. O perímetro exterior de algumas destas formas é marcado por uma faixa concêntrica, (ou halo) com alta retrodispersão, que pode aumentar o tamanho total da estrutura até se atingirem diâmetros na ordem dos 160m. Estes halos no perímetro exterior das formas circulares podem-se caracterizar por ter um padrão radial ou por ser relativamente homogêneos com bordos difusos e irregulares.

As estruturas circulares identificadas foram classificadas de acordo com o tipo de substrato sobre o qual ocorrem, rocha ou sedimento, sendo aquelas que ocorrem em sedimento posteriormente subdivididas em 3 tipos de acordo com a presença de padrões radiais, em halo ou nenhum dos dois.

Todas as estruturas que ocorrem sobre substrato de rocha consolidada foram incluídas no domínio designado por estruturas circulares em rocha. A distribuição espacial deste domínio é aproximadamente coincidente com as manchas de afloramento rochoso, tendo-se no entanto individualizado 3 manchas que se dispõem segundo faixas sub-paralelas à batimetria (Figura 3.20). O extremo NW destas três faixas, de direcção geral NW-SE, termina abruptamente numa pequena falésia de direcção NE-SW.

Esta falésia que se identificou por aparecer associada a uma estreita zona de sombra, tem aproximadamente 230m de comprimento e é a maior de um conjunto de cerca de mais 6 que se distribuem por toda a área de rocha aflorante (Figura 3.20). A direcção NE-SW destas estruturas é coincidente com a mais importante família de lineamentos identificados nos afloramentos.

Foram cartografadas 4 manchas do domínio relativo às estruturas circulares com halo e 2 manchas do domínio relativo as estruturas circulares com padrão radial. As manchas destes dois domínios ocorrem contiguamente entre os 75m e os 85m de profundidade, localizando-se normalmente na proximidade das áreas de afloramento rochoso.

As estruturas circulares simples ocorrem em duas pequenas áreas sem relação aparente com os restantes tipos de estruturas circulares.

#### 3.3.4.2.1 Estruturas circulares em rocha

As estruturas circulares que ocorrem em substrato rochoso são zonas circulares com retrodispersão mais baixa que a área envolvente e com dimensões que geralmente se enquadram entre os 12m e os 80m de diâmetro, podendo no entanto atingir os 150m. Estas manchas de baixa retrodispersão poderão corresponder a sedimentos não consolidados, sugerindo a sua forma circular que se tratem de acumulações sedimentares que preenchem depressões da superfície rochosa, eventualmente de origem cársica.

No extremo SE da zona central do mosaico onde se localizam as principais manchas de rocha aflorante do mosaico, foi assinalada uma estrutura que se distingue das restantes pelas suas maiores dimensões, por ter um perímetro mais irregular e uma forma mais alongada. A referida estrutura tem cerca de 200m de diâmetro e atinge cerca de 300m de extensão na zona de maior alongamento; sendo este alongamento

segundo a direcção NE-SW paralelo a um alinhamento estrutural identificado nas rochas aflorantes. As maiores dimensões e irregularidade desta estrutura bem como o seu alongamento segundo uma direcção coincidente com alinhamento estruturais da rocha aflorante, poderão ser explicados pela exposição a uma acção erosiva mais intensa ou mais prolongada. Destaca-se ainda que nesta última estrutura circular e, contrariamente ao que se passa com as outras, graças as suas maiores dimensões e ao facto de ser intersectada por um dos perfis ao longo dos quais se adquiriram dados de batimetria, é possível observar claramente que a zona central é morfologicamente mais deprimida (Figura 3.16 e Figura 3.17).

#### **3.3.4.2.2 Estruturas circulares simples**

As estruturas designadas por estruturas circulares simples consistem em áreas sub-circulares a elípticas, homogéneas e em que a retrodispersão é mais alta que na zona envolvente. Não foi possível detectar se estas estruturas têm alguma expressão morfológica no fundo do mar. Relativamente às suas dimensões e localização estas manchas de maior retrodispersão caracterizam-se por ter um diâmetro que pode variar entre cerca de 20m e 90m e ocorrem agrupadas em dois pequenos domínios que no total perfazem apenas uma área de aproximadamente  $19 \times 10^3 \text{m}^2$  e que se situam ambos no extremo SW do mosaico 1 (Figura 3.23, área A).

O facto de estas estruturas serem identificáveis em linhas adquiridas na mesma área em dias consecutivos, corrobora a hipótese de que se trate de estruturas reais e não artefactos acústico. No entanto, com os dados disponíveis não foi possível identificar a sua origem.

#### **3.3.4.2.3 Estruturas circulares com halo ou padrão radial**

As estruturas circulares com halo destacam-se por serem zonas sub-circulares, à volta das quais se dispõe um halo com retrodispersão mais elevada. As dimensões destas estruturas variam normalmente entre 20m e 65m de diâmetro para a zona interna de baixa retrodispersão e um diâmetro total que pode ascender a cerca de 160m considerando o halo externo cuja largura é muito variável para cada estrutura.

Não foi possível apurar se estas estruturas têm expressão morfológica no fundo do mar e se, a existir, essa expressão é consistente. No entanto, a alta retrodispersão da zona externa (ou halo) aliada por vezes à presença junto ao limite interno desse halo do que se interpretou como uma pequena sombra (e.g. Figura 3.26 área A), sugere que o halo externo possa constituir uma elevação no fundo do mar e a zona interna corresponda a uma área deprimida.

O halo externo pode ter dois padrões distintos. Pode consistir numa zona de alta retrodispersão relativamente homogénea e normalmente com contornos difusos e irregulares, incluindo-se nesse caso a estrutura no domínio das estruturas circulares com halo. Ou, alternativamente, o halo de alta retrodispersão pode ser formado por uma alternância entre faixas de retrodispersão alta e baixa que se dispõem radialmente a partir do perímetro da zona central de retrodispersão mais baixa; incluindo-se nesse caso a estrutura no domínio das estruturas circulares com padrão radial (Figura 3.24, Figura 3.25 e Figura 3.26).

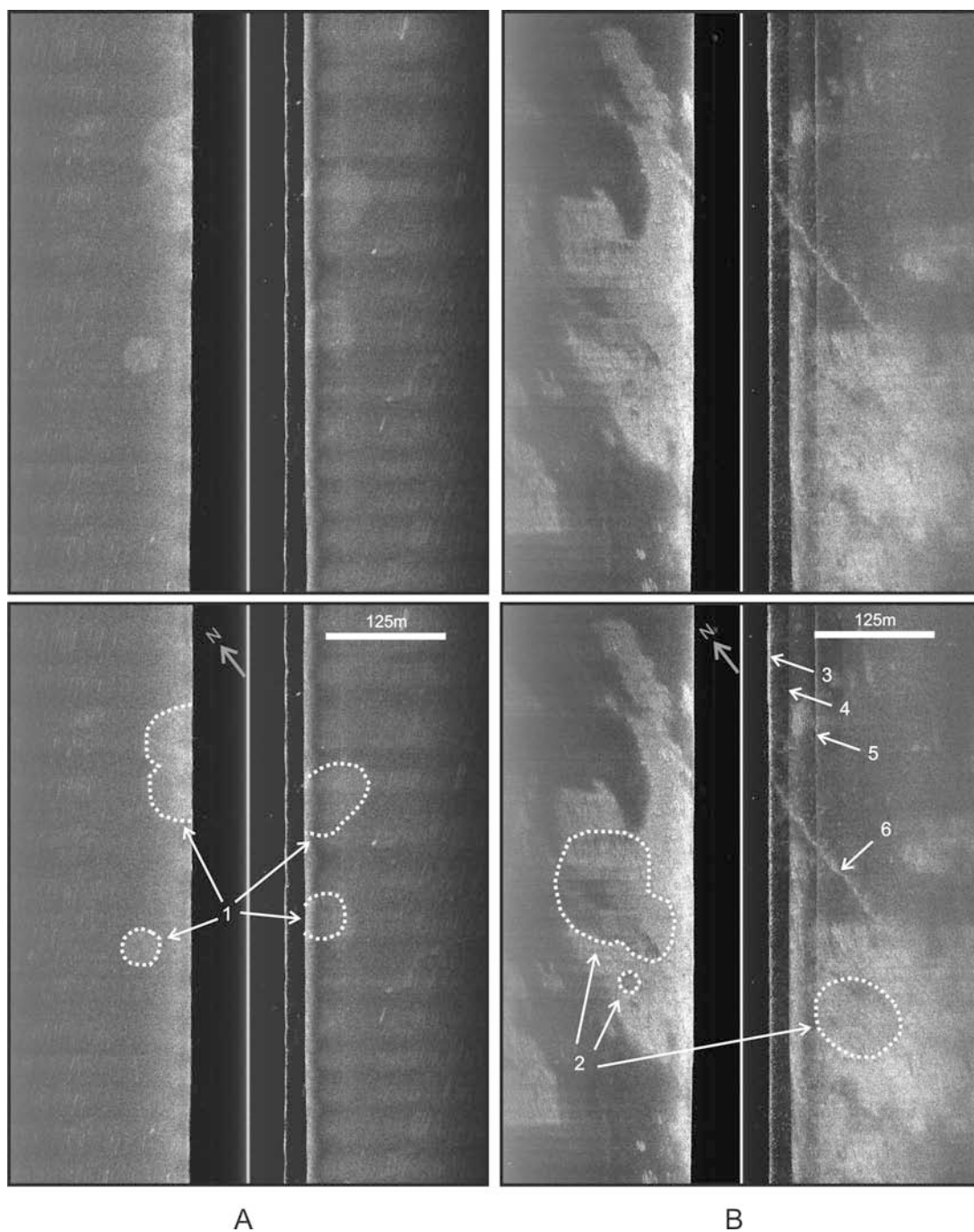


Figura 3.23 - Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando estruturas circulares simples (1) e sobre rocha (2). Atitude adornada do “peixe” do sonar denotada pelo registo junto ao fundo do mar (4) da interface ar/água (3); múltiplo da interface ar/água (5) e estrutura interpretada como sendo uma esteira de barco ou um cabo de arte de pesca (6). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.

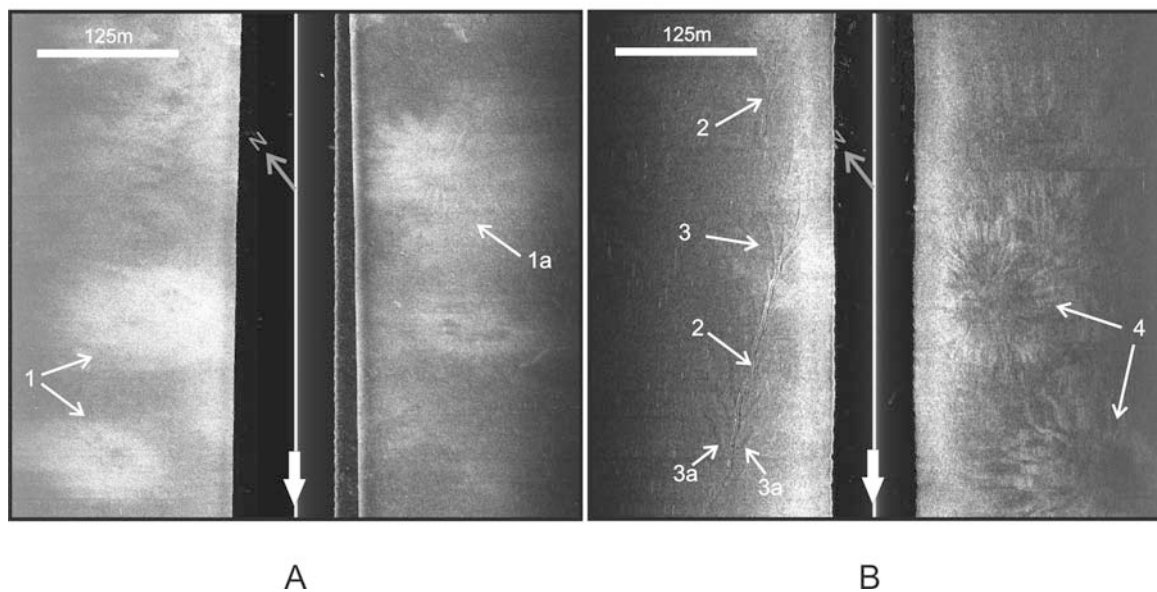


Figura 3.24 – Pormenor dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando estruturas circulares com halo (1), estruturas circulares com padrões radiais (4), estruturas circulares com características de transição entre os dois tipos anteriores (1a), estrutura linear interpretada como marca antrópica linear de relevo negativo (2), marcas lineares de relevo positivo com disposição arborescente (3) e marcas lineares de relevo positivo com disposição simétrica (3a). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.

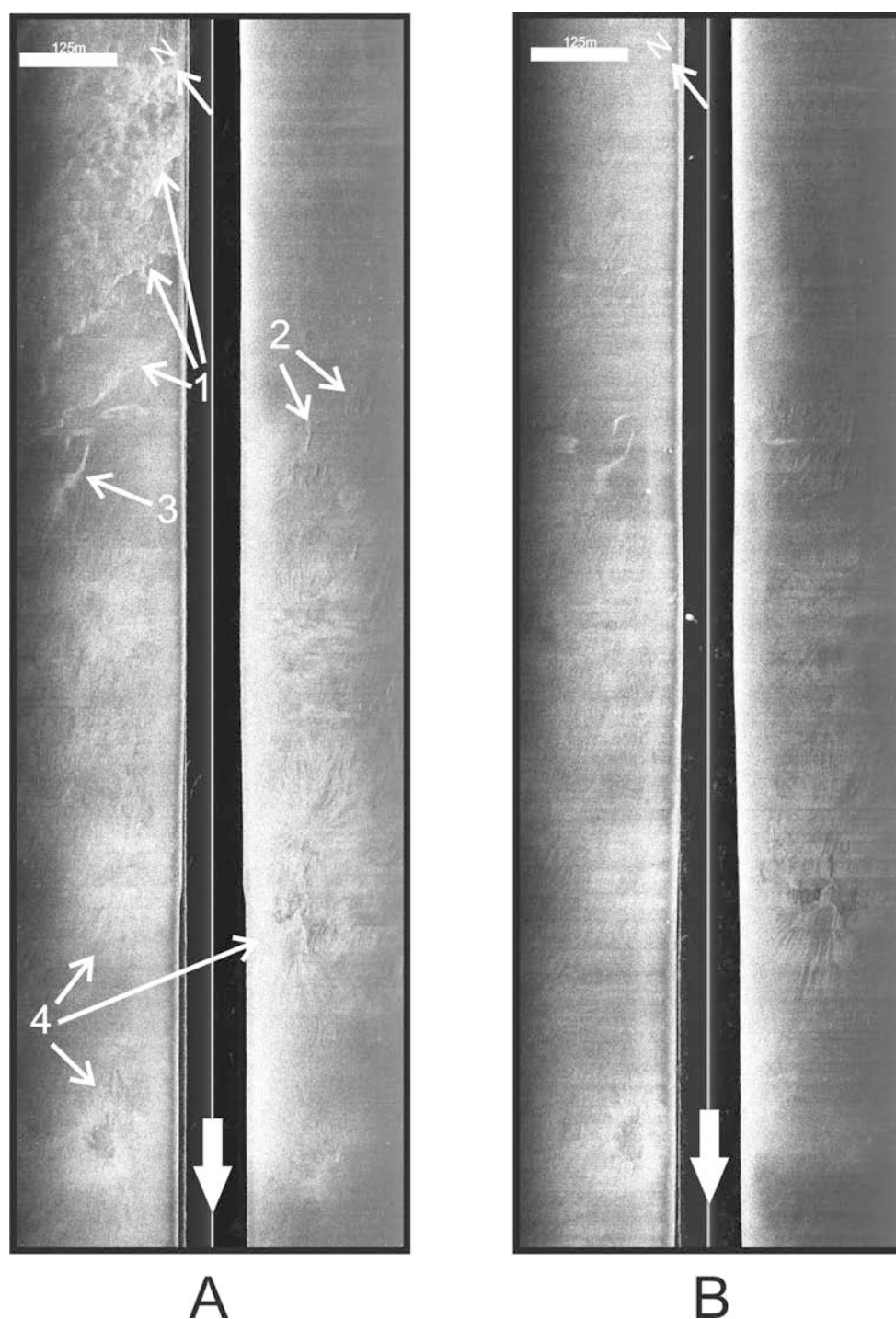


Figura 3.25 - Pormenor de duas linhas de dados de sonar de varrimento lateral, adquiridas na mesma área em dias consecutivos. 1) Estruturas interpretadas como padrões sedimentares transversais que não são detectáveis na linha B; 2) padrões sedimentares interpretados como formas de leito longitudinais ou resultantes da influência de estruturas sub-aflorantes, 3) estrutura de origem desconhecida, possivelmente de origem antrópica, utilizada como referência para a comparação das duas linhas e 4) Estruturas circulares com padrões radiais e em halo visíveis nas duas linhas.

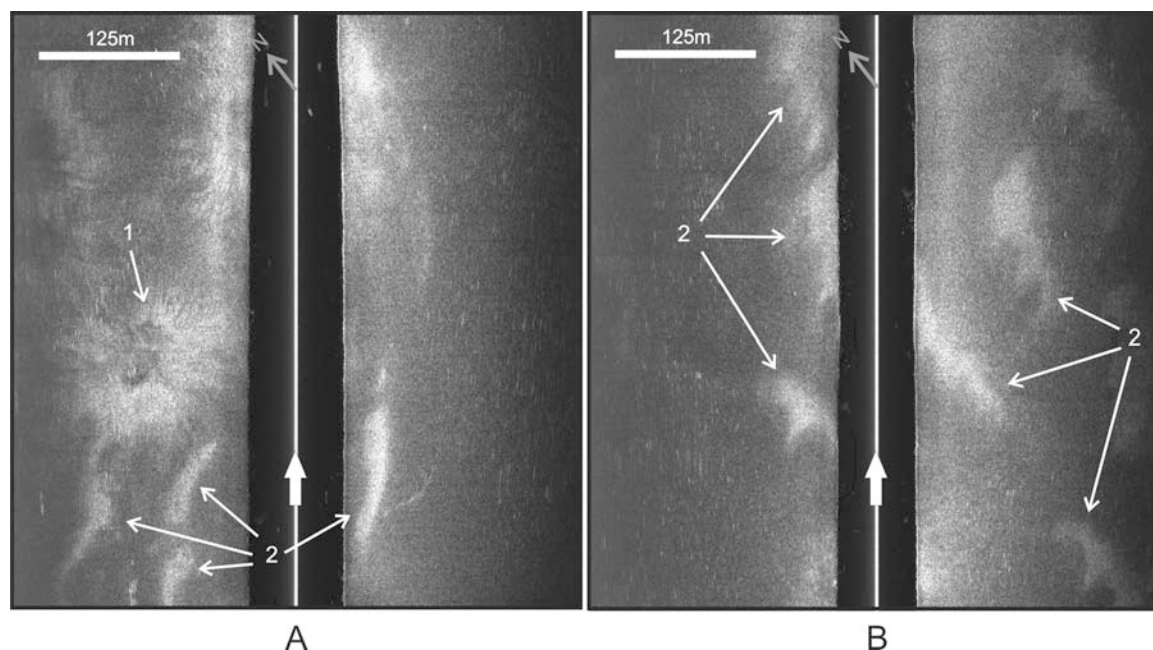


Figura 3.26 – Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando uma estrutura circular com padrão radial (1); e padrões formados por manchas sedimentares granulometricamente diferenciadas (*sorted bedforms*). Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.

### 3.3.4.3 Discussão de hipóteses interpretativas das estruturas circulares.

Como já se referiu, desconhece-se tanto a natureza dos materiais que constituem os vários tipos de estruturas circulares descritos, como os processos que as originaram. No entanto, tendo em conta as características dos quatro tipos de estruturas circulares descritos e a sua distribuição espacial, sugerem-se as seguintes duas hipóteses:

- 1) As estruturas circulares simples podem não se relacionar, nem em termos genéticos nem dos materiais que as constituem, com os outros 3 tipos de estruturas circulares. Como factores indiciadores desta hipótese apontam-se os seguintes factos:
  - a) As estruturas circulares simples ocorrem apenas em duas pequenas áreas, que geograficamente se encontram muito próximas uma da outra e longe da zona onde ocorrem todos os outros tipos de estruturas circulares;
  - b) As estruturas circulares simples contrastam com os outros três tipos de estruturas circulares por serem as únicas a ocorrer na unidade de tipo de fundo identificada como sedimentos finos, por serem muito homogéneas e por terem fronteiras perfeitamente lineares e bem definidas.
- 2) Excluindo as estruturas circulares simples, as restantes estruturas circulares descritas poderão ter sido originadas pelo mesmo tipo de processos, podendo as suas diferentes características actuais ser justificadas por:
  - a) Terem sido sujeitas a diferentes intensidades e/ou durações dos processos responsáveis pela sua formação e/ou dos processos responsáveis pela posterior redistribuição sedimentar;
  - b) ii) Terem diferentes idades;
  - c) iii) Terem diferentes fácies sedimentares, que respondem de forma distinta à acção dos mesmos processos.

Esta 2ª hipótese é suportada por:

- i. O facto de existirem estruturas com características gradacionais entre os vários tipos considerados, é por exemplo o caso de estruturas que ocorrem nas fronteiras entre os diferentes tipos de fundo definidos e o caso da existência de estruturas em que os padrões radiais embora presentes são difusos;
- ii. Ocorrência das estruturas ao longo de faixas sub-paralelas à batimetria, pelo que, face a sua geometria cada uma dessas faixas poderá ter estado exposta sub-aereamente em diferentes datas, podendo os sedimentos superficiais de cada uma ter também diferentes idades e histórias evolutivas.

De acordo com as duas hipóteses propostas os processos responsáveis pela formação das estruturas circulares simples poderão ser distintos dos processos responsáveis pela formação dos outros tipos de estruturas circulares.

Face à pequena expressão das estruturas circulares simples, que ocorrem apenas numa pequena área, a informação a seu respeito é mais limitada. Pode-se, no entanto, especular que os processos que as originaram poderão ser de índole mais local e/ou esporádica.

Relativamente aos processos genéticos associados aos restantes tipos de estruturas circulares, podem-se sugerir várias hipóteses.

- 1) Estruturas resultantes do escape focalizado de fluidos, e.g. gás metano ou água
- 2) Estruturas antrópicas
  - a) Crateras provocadas por detonações submarinas, e.g. testes militares de cargas de fundo
  - b) Materiais rejeitados que são depositados em aterros no mar, e.g. dragados rejeitados
- 3) Estruturas criadas por empolamento diapirico;
- 4) Carsificação de paleo-superfícies, e.g. plataforma de abrasão marinha

Das várias hipóteses consideradas para a explicação das estruturas circulares de origem desconhecida, destacam-se duas como sendo mais prováveis face às semelhanças encontradas com estruturas descritas na bibliografia. As duas hipóteses consideradas mais prováveis e que como tal irão ser discutidas são as de que as estruturas circulares de origem desconhecida resultem de 1) fenómenos de acumulação e/ou escape localizado de fluidos ou 2) que sejam estruturas antrópicas resultantes da submersão de matérias dragados rejeitados e/ou de testes de cargas explosivas em profundidade.

Considera-se improvável a origem diapírica por não se encontrarem vestígios de empolamento e deformação de outras estruturas geológicas ou depressão devido a erosão diferencial (p. ex. do tipo vale tifónico) e, ainda a falta de padrão tectónico a escala maior associada.

#### ***3.3.4.3.1 Hipótese 1: Marcas estruturais relacionadas com o escape de fluidos***

As estruturas circulares descritas têm várias características que são compatíveis com a sua interpretação como estruturas associadas à acumulação e/ou escape localizado de fluidos. De entre essas características destacam-se as seguintes: 1) a sua forma



circular a elíptica, 2) as suas dimensões, 3) a sua localização tanto em termos de profundidade como da proximidade à costa e 4) o forte contraste de retrodispersão. Acresce ainda o facto de a faixa, entre cerca de 65m a 85m de profundidade, onde preferencialmente foram identificadas estas estruturas, se caracterizar pela presença de turbidez acústica nos perfis de chirp (Figura 3.18). Essa turbidez acústica poderá eventualmente ser provocada por pequenas bolhas ou vesículas de fluidos na coluna sedimentar ou pode também ser causada por outros reflectores pontuais como por exemplo grãos mais grosseiros em sedimentos mal calibrados (Duarte et al., 2007)

A forma circular a elíptica e a elevada retrodispersão constituem provavelmente as características mais sugestivas para a associação das estruturas descritas a fenómenos de acumulação e/ou escape de fluidos. Essa forma circular é ainda reforçada pela ocorrência dos descritos padrões radiais ou em halo que são susceptíveis de ser interpretados como indiciadores de padrões de fracturação típicos de zonas que foram sujeitas a empolamento e/ou colapso. No entanto, por si só, a forma circular é um fraco indício visto que pode ser justificada por diversos outros processos, nomeadamente por processos antrópicos que irão ser oportunamente discutidos.

Relativamente ao seu tamanho as estruturas circulares descritas são compatíveis com as dimensões de estruturas associadas à acumulação e escape localizado de fluidos. Designadamente, estruturas de relevo positivo como domas e estruturas de relevo negativo como *pockmark* ou depressões de colapso “*collapsing depressions*” (Hovland e Judd, 1988). De entre este tipo de estruturas as *pockmarks* são das mais frequentes, tendo sido descritas com diâmetros que podem variar entre menos de 1m e 3000m (Hovland, 1991; Hovland, 1998; León et al., 2006). No entanto, *pockmarks* que têm sido cartografadas em ambientes costeiros, nomeadamente nas rias espanholas, têm geralmente dimensões mais reduzidas com diâmetros médios entre 1m e 10m atingindo esporadicamente dimensões na ordem dos 60m (García-Gil et al., 2000) (Ferrin et al., 2003).

A localização em que ocorrem as descritas estruturas circulares também é compatível com a ocorrência de estruturas associadas à acumulação e escape de fluidos. Estruturas deste tipo, nomeadamente *pockmarks*, têm sido descritas e cartografadas num vasto leque de ambientes marinhos e lacustres (Hovland, 1998). Entre esses ambientes incluem-se localizações próximas da costa como lagos, fiordes, rias, baías, e plataforma continental interna (Hovland e Judd, 1988; Garcia-Gil *et al.*, 2002; Christodoulou *et al.*, 2003; Garcia-Gil, 2003); bem como ambientes marinhos mais profundos associados à geração de hidrocarbonetos, de estruturas diapiricas e de lagos de salmouras (*brine pools*) (Hovland, 1998). Acresce ainda que indícios que serão oportunamente discutidos, apontam para que na faixa costeira, entre os 70m a 80m de profundidade onde se identificaram a maioria das estruturas circulares descritas, se possa ter desenvolvido durante a última transgressão uma barreira costeira, eventualmente, com uma estrutura estuarina ou lagunar por trás. Este tipo de ambientes com barreiras costeiras caracterizam-se normalmente por 1) terem uma alta produtividade sendo portanto propícios à acumulação de matéria orgânica que poderá funcionar como fonte para a geração de fluidos (e.g. gás metano); e 2) terem uma grande variabilidade espacial de facies sedimentares; as variações entre as componentes arenosa e argilosa podem ser responsáveis pela criação de zonas com diferentes porosidades e permeabilidades que favorecem a geração de estruturas propícias à acumulação de fluidos e a formação de canais para a sua circulação preferencial e descarga localizada.

Considera-se que, apesar dos indícios favoráveis apresentados, os dados analisados não permitem nem confirmar nem negar a hipótese de as estruturas circulares de origem desconhecida se relacionarem com fenómenos de acumulação e/ou escape localizado de fluidos. A validação, ou rejeição, dessa hipótese carece de novos dados que possam esclarecer, nomeadamente, o tipo de assinatura morfológica das estruturas no fundo mar, a natureza dos seus materiais e a detecção de eventuais fluxos de fluidos.

#### ***3.3.4.3.2 Hipótese 2: Marcas antrópicas relacionadas com a submersão de dragados e/ou crateras de explosões submarinas***

Uma das possíveis explicações para as estruturas circulares de origem desconhecida, consiste na sua interpretação como estruturas antrópicas originadas pela detonação de cargas explosivas submersas e/ou pela submersão de materiais dragados rejeitados.

A hipótese que considera a detonação de cargas em profundidade, fundamenta-se essencialmente na forma circular e no padrão radial das formas de origem desconhecida descritas. O padrão radial é particularmente sugestivo para esta hipótese dado que processos de erosão e/ou deposição de material segundo uma distribuição radial podem ser facilmente correlacionáveis com a ocorrência de uma detonação no ponto central a partir do qual se desenvolvem os padrões radiais. A hipótese que se afigura mais plausível para explicar a ocorrência de detonações submarinas na área é a ocorrência de actividades militares ou de engenharia na zona. A título de exemplo cita-se o caso do porto de Halifax, (Canadá) onde se identificaram marcas no fundo do mar provocadas por actividades militares das duas grandes guerras mundiais (NRCAN, 2008).

Outra das hipóteses consideradas para explicar a formação das estruturas circulares de origem desconhecida descritas consiste na interpretação destas estruturas como sendo resultantes da submersão no mar de materiais rejeitados, nomeadamente materiais dragados.

Quando os materiais dragados não têm características adequadas ao seu aproveitamento para outros fins, pode-se optar pela sua submersão descarregando-os em locais designados para o efeito. Os depósitos de materiais rejeitados acumulados em aterros submarinos no fundo do mar podem ter características muito diversas de acordo com o historial de utilização dos aterros e as especificidades biofísicas da área em que se localizam. Entre as variáveis que contribuem para essa grande diversidade destacam-se as seguintes:

#### **➤ História e estratégias de utilização dos aterros submarinos:**

- Características do material depositado: natureza, granulometria, tipo e grau de contaminação;
- Volume de material depositado;
- Eventos de descarga: número de eventos em cada aterro e método de descarga utilizado;
- Historial de utilização: intervalo de tempo durante o qual o local foi utilizado o aterro, data de desactivação do aterro e eventuais procedimentos de desactivação utilizados (e.g. isolamento por cobertura com novo sedimentos dos materiais previamente depositados);

➤ **Características biofísicas da área:**

- Profundidade;
- Cobertura sedimentar: natureza e granulométrica dos materiais;
- Correntes: de maré, induzidas pela ondulação, ou outras;
- Dinâmica sedimentar: área de deposição, erosão, transporte ou redistribuição;
- Parâmetros bióticos: características da fauna e flora locais.

O contraste existente entre os materiais depositados e os preexistentes é ainda um elemento importante, nomeadamente, a sua natureza, granulometria, densidade e rugosidade da superfície são particularmente relevantes para o tipo de assinatura que esse depósito terá nos métodos geofísicos normalmente utilizados para a caracterização e visualização de depósitos submarinos.

Face aos dados disponíveis não foi possível confirmar se as estruturas circulares de origem desconhecida que se descreveram correspondem ou não a depósitos de materiais rejeitados que foram submersos. No entanto, essa parece ser a hipótese mais plausível visto que as referidas estruturas têm características compatíveis com essa interpretação e se assemelham a depósitos desse tipo referidos na bibliografia (Figura 3.27 a Figura 3.30). De entre as características das estruturas circulares de origem desconhecida compatíveis com a sua interpretação como depósitos de materiais rejeitados submersos, destacam-se as seguintes:

- Retrodispersão contrastante;
- Dimensão e forma das estruturas (incluindo a forma sub-circular e a alongada);
- Formas sub-circulares sublinhadas por padrões radiais e em halo;
- Localização ao largo do estuário do Sado, onde historicamente têm sido feitas dragagens importantes;
- Manchas com aspecto que sugerem diferentes graus de maturidade dos depósitos, o que é compatível com um historial longo de descargas;
- Localização de local designado para a descarga de dragados rejeitados a cerca de 90m de profundidade e a 650m para E do limite NE-SW do mosaico (DIA1559, 2007);
- Identificação em perfis de chirp de reflectores sub-horizontais localizados logo abaixo da superfície de zonas topograficamente elevadas (Figura 4.38);
- 

As estruturas do mosaico 1 susceptíveis de serem interpretadas como depósitos de materiais rejeitados submersos caracterizam-se por serem contrastantes em termos de retrodispersão e por não terem expressão morfológica detectável nos dados de sonar de varrimento lateral.

Os depósitos de materiais dragados podem resultar de uma descarga isolada e pontual ou da acumulação de inúmeros eventos de descarga. Este facto faz com que a dimensão e volume associados a este tipo de depósito não constitua um critério muito discriminativo já que podem existir depósitos pequenos ou muito grandes. Por depósitos pequenos entendem-se estruturas que podem ter menos de 10m de diâmetro e volumes cuja assinatura morfológica não é detectável através de sonar de varrimento lateral ou mesmo de sondas multifeixe. Por depósitos de grandes dimensões entendem-se estruturas com assinaturas de centenas de metros, podendo mesmo chegar a dimensões kilométricas, e volumes na ordem dos milhões de m<sup>3</sup>, gerando elevações no fundo do mar que podem ter dezenas de metros de altura (Valentine *et al.*, 1998; SAIC, 2005; NRCAN, 2008).

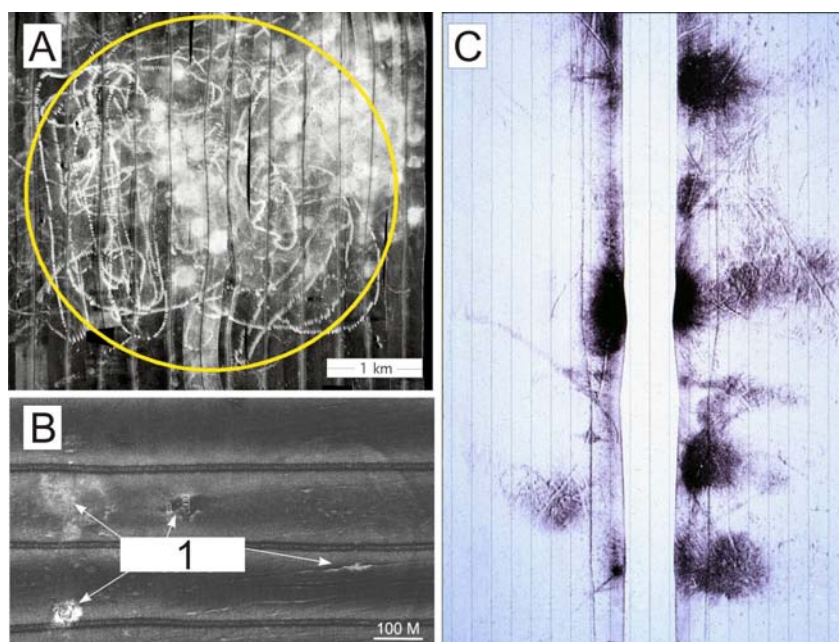


Figura 3.27 - Exemplos de dados de sonar de varrimento lateral de área utilizadas para a submersão de materiais dragados. Retrodispersão alta representada por tons claros nas figuras A e B e tons escuros na figura C. A - O círculo amarelo delimita a área designada para a descarga de materiais dragados. Adaptado de (Mosher et al.). B - 1) depósitos de materiais dragados. Adaptado de (Beaulieu et al., 2005). C - Depósitos de materiais dragados. Note-se o padrão radial patente no perímetro de algumas das estruturas que atingem cerca de 40m de diâmetro. Imagem sem escala no original. Adaptado de (NRCAN, 2008).

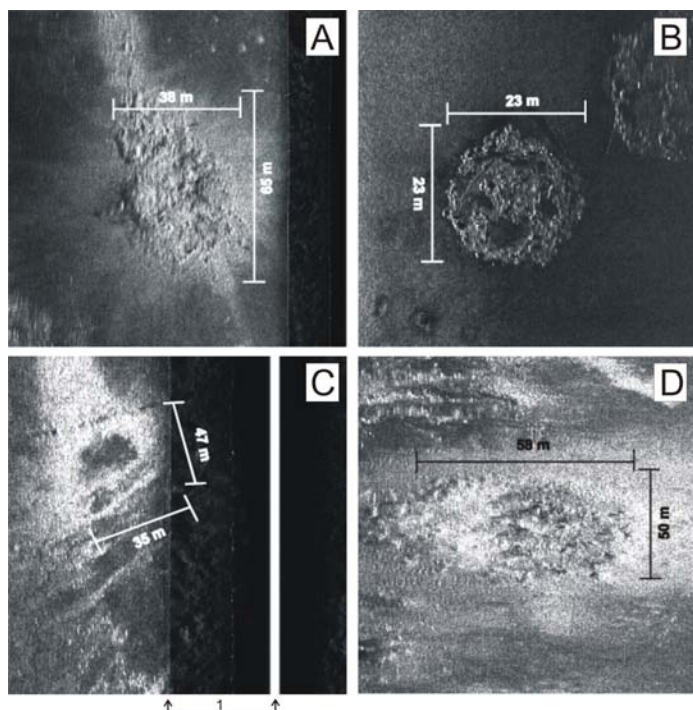


Figura 3.28 - Dados de sonar de varrimento lateral exemplificando diferentes tipos de depósitos de materiais dragados. Retrodispersão alta representada por tons claros. A - Exemplo de acumulação de detritos rochosos depositados sobre sedimentos finos. Note-se o halo com uma cor mais clara (e ligeiramente sobre elevado) provocado pela onda de pressão gerada pelo impacto dos detritos no fundo; B - Exemplo de um depósito relíquia de materiais dragados; C - Exemplo de depósito de materiais dragados de relevo baixo, produzido por descarga de materiais finos. 1) Coluna de água; D - Exemplo de depósito de materiais dragados de relevo alto, produzido pela descarga de detritos rochosos. (Swanson e Infantino, 2000)

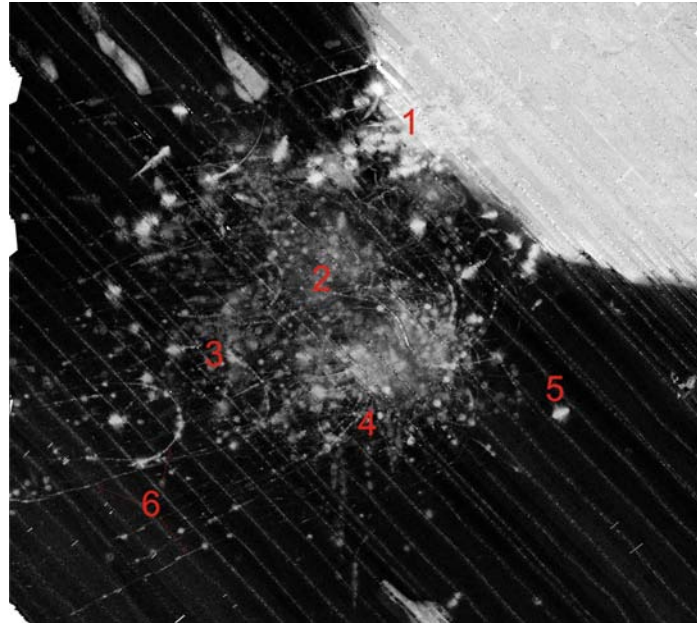


Figura 3.29 - Mosaico com dados de sonar de varrimento lateral de uma área utilizada para submersão de materiais dragados rejeitados. Retrodispersão alta representada por tons claros. 1- Acumulações de rocha junto à margem de banco; 2 - Acumulação de materiais dragados no local de descarga abandonado; 3 - Materiais dragados; 4 - Acumulação de materiais dragados no local de descarga actual; 5 - Acumulação de materiais rochosos sobre lamacentos; 6 - Trilhos de descarga de materiais dragados. Adaptado de (Valentine et al., 1998).

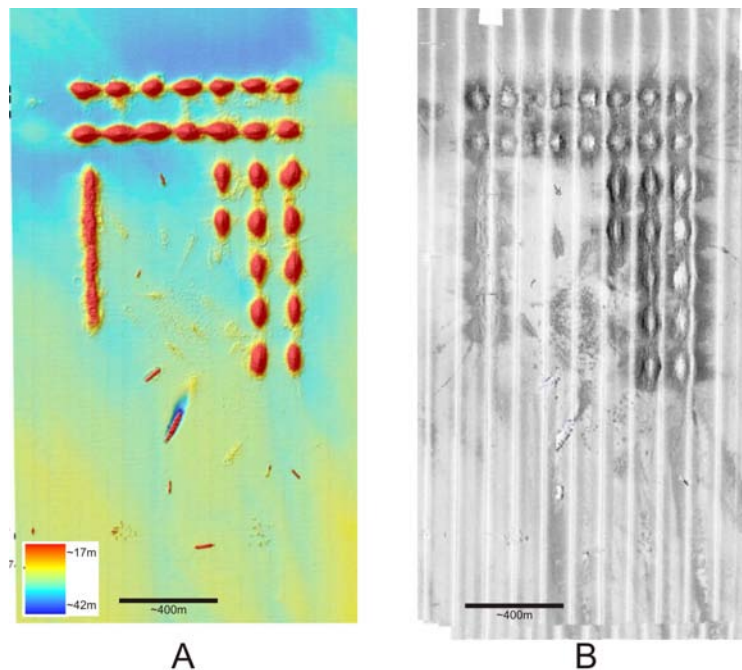


Figura 3.30 - Dados de batimetria multifeixe A) e sonar de varrimento lateral B) de uma área utilizada para a submersão de materiais dragados rejeitados. Zonas mais profundas representadas a azul e zonas com retrodispersão mais elevada representadas em tons escuros. Note-se na imagem A o padrão radial produzido por trilhos de descarga no perímetro de algumas das elevações. Adaptado de (SAIC, 2005).

Os depósitos resultantes da submersão de materiais rejeitados têm geralmente uma forma em planta sub-circular ou linear. Nas estruturas identificadas no mosaico 1 susceptíveis de serem interpretadas como depósitos antrópicos de materiais rejeitados predominam as formas circulares. Foram no entanto identificadas algumas estruturas lineares (Figura 3.20 e Figura 3.31) que poderão corresponder a depósitos desse tipo ou a marcas de arraste no fundo. Os depósitos com forma linear resultam de eventos de descarga em movimento e podem constituir marcas contínuas ou formadas pelo alinhamento de conjuntos de marcas pontuais. De acordo com os rumos e mudanças de direcção das embarcações, os alinhamentos definidos podem ser rectilíneos, quebrados ou em arco de círculo, reflectindo por vezes no seu conjunto o padrão de transporte para os pontos de descarga designados (Valentine et al., 1998).

Tendo em conta que a forma circular deste tipo de depósitos pode resultar do efeito cumulativo de vários eventos de descarga que tiveram como alvo um ponto designado para o efeito, o padrão radial descrito pode ter duas interpretações alternativas. 1) Pode resultar de várias descargas em movimento feitas num mesmo alvo que foi sendo diametralmente intersectado segundo diferentes direcções de aproximação; 2) Pode resultar de as consecutivas descargas de material na mesma área conduzirem à instabilização da pilha de sedimentos criada e à consequente redistribuição gravítica desses sedimentos. O padrão radial observado pode portanto ser interpretado como sendo resultante do efeito cumulativo de vários eventos de destabilização e redistribuição gravítica dos sedimentos empilhados no aterro e/ou de vários eventos de descarga em movimento seguindo diferentes rumos de aproximação ao aterro.

Os padrões em halo com diferentes tons (diferente retrodispersão) podem ser provocados pela onda de pressão gerada pelo impacto no fundo dos materiais descarregados, ou da posterior deposição da pluma formada pelos materiais mais finos que se dispersam durante a queda ao longo da coluna de água (Schubel and others, 1979 em Beaulieu et al., 2005). Esta interpretação é ainda conciliável com o facto de as estruturas com halo identificadas no mosaico 1 (Figura 3.20) a maior profundidade (próximo dos 90m), terem normalmente padrões em halo mais difusos e de maior diâmetro, o que é compatível com um maior tempo de queda dos materiais submersos e uma consequente maior dispersão da pluma de sedimentos finos.

A origem das estruturas circulares permanecerá desconhecida até que se obtenham novos dados. Nomeadamente, amostragem de sedimentos, visualização com ROV e batimetria de alta resolução.

Face aos dados disponíveis a hipótese que parece ser mais plausível é a que relaciona as estruturas observadas com actividades antrópicas conducentes a descarga de materiais rejeitados em aterros marinhos e/ou a detonações submarinas. No entanto, não se deverá descartar as restantes hipóteses propostas para explicar a presença destas estruturas. Estas hipóteses alternativas poderão ser, por si só, responsáveis pela formação das estruturas identificadas ou poderão ter contribuído para o efeito sendo nesse caso as estruturas observadas o resultado da acção conjunta de mais do que um dos mecanismos propostos. Como exemplo de estruturas que resultaram da acção conjunta de mais do que um dos mecanismos propostos cita-se o caso de depressões semelhantes a *pockmarks* identificadas nas proximidades do Porto de Halifax. Segundo os autores (NRCAN, 2008) algumas destas depressões no fundo mar que foram criadas pelo impacto de âncoras e da descarga de materiais dragados que provocaram a compressão do fundo argiloso induzindo assim a libertação de gás acumulado em sedimentos subjacentes às argilas que cobriam o fundo.



#### **3.3.4.4 Marcas de actividade antrópica**

Para além das estruturas circulares que, eventualmente, poderão ter origem antrópica, foram ainda identificadas no mosaico 1 outras marcas no fundo do mar que se interpretaram como de origem antrópica. De uma forma geral, essas estruturas caracterizam-se por ter formas alongadas descrevendo linhas rectilíneas ou em arco de círculo. Normalmente localizam-se na área do mosaico mais próxima da costa a profundidades inferiores a 70m.

Entre as estruturas antrópicas referidas, identificaram-se marcas interpretadas como esteiras de barcos (área A da Figura 3.31) e depósitos de materiais rejeitados e/ou marcas de arraste no fundo feitas por artes de pesca (área B da Figura 3.31).

Foi ainda identificada a cerca de 65m de profundidade uma(s) estrutura(s) linear que se estende por uma área com cerca de 400m de extensão e que é marcada por uma dupla depressão com cerca de 4m de largura (área B da Figura 3.24). Nesta área, identifica-se um segmento contínuo dessa estrutura com cerca de 200m de comprimento a partir do qual irradiam marcas lineares mais ténues e mais curtas que parecem ter uma expressão morfológica positiva no fundo do mar. Esta marcas mais ténues dispõem-se de forma aproximadamente simétrica ao longo do segmento principal da estrutura. No entanto, no extremo Norte do segmento as marcas ténues deixam de se posicionar de forma simétrica, dispondo-se mais desorganizadamente segundo um padrão arborescente. Embora não tenha sido possível determinar a origem desta estrutura, propõem-se duas hipóteses alternativas para a sua interpretação. A primeira hipótese consiste na interpretação da estrutura como marcas de arraste de âncora no fundo, correspondendo a estrutura arborescente na extremidade às marcas deixadas pela corrente da âncora. A segunda hipótese consiste na interpretação da estrutura como um cabo submarino, podendo nesse caso corresponder as marcas mais ténues a formas de leito formadas na dependência de perturbações da dinâmica sedimentar provocadas pelo cabo. A primeira hipótese não explica o facto de as marcas que se dispõem ao longo do segmento principal serem simétricas. Acresce ainda que a embora seja possível não é frequente os barcos fundearem em águas tão profundas.

#### **3.3.4.5 Padrões sedimentares**

Todas as estruturas que se interpretaram como formas de fundo (ou formas de leito) foram incluídas no domínio referente aos padrões sedimentares. Foram assinaladas duas manchas desse domínio, localizadas a profundidades inferiores a 70m, situando-se uma junto ao extremo NW e outra ao extremo SE do mosaico.

Na mancha localizada a NW foram identificadas dois tipos de estruturas que poderão ser interpretadas como formas de leito. Um desses tipos de estruturas é representado por alinhamento de alta retrodispersão de formas lineares que se dispõem sub-paralelamente segundo a direcção média aproximada ENE-WSW, com um espaçamento da ordem dos 100m e um comprimento que excede o alcance lateral do sonar de cerca de 250m (Figura 3.25, estruturas 1). Estes alinhamentos apenas foram identificados numa linha que não foi processada devido a problemas com a gravação do posicionamento GPS. Em virtude desses problemas, foi adquirida uma segunda linha na mesma área no dia seguinte não se observando nessa segunda linha o referido padrão. O padrão destas estruturas sugere a sua interpretação como dunas submarinas. No entanto, não é possível excluir a hipótese de as estruturas serem artefactos visto



que: 1) Não se identifica qualquer expressão morfológica no fundo; 2) Apenas ocorrem numa área muito localizada, 3) As estruturas parecem terminar junto ao nadir, não sendo possível identifica-las no bordo de bombordo da linha (lado direito da imagem A da Figura 3.25) e 4) Não se identificam estas estruturas em nenhum dos bordos da linha adquirida no mesmo local no dia seguinte. Face a estes dados, conclui-se que as estruturas sedimentares, a serem reais, deverão corresponder a formas de leito efémeras e/ou que as condições de ensonificação da linha adquirida no dia seguinte não foram favoráveis à sua visualização.

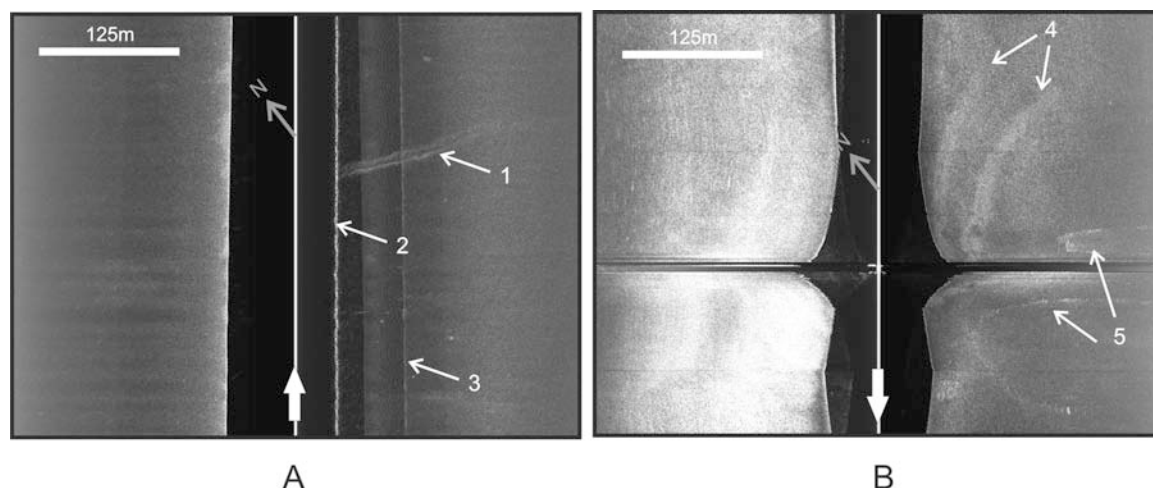


Figura 3.31 - Detalhe dos dados de sonar de varrimento lateral do mosaico1, ilustrando estruturas antrópicas. Área A, atitude adornada do “peixe” denotada pela presença no registo de esteira de barco (1); 2) interface ar/água; 3) múltiplo da interface ar/água. Área B, faixas paralelas de origem desconhecida com retrodispersão mais alta e que descrevem um arco de círculo (4); e marcas de fundo interpretadas como marcas de arraste ou rastos da descarga de material dragado (5). Aparentes variações da morfologia do fundo da área B provocadas por alterações da profundidade do “peixe”. Para localização das áreas A e B ver Figura 3.15. Retrodispersão alta representada por tons claros e baixa por tons escuros.

Na mancha localizada no extremo NW do mosaico 1 do domínio relativo a padrões sedimentares, foi ainda assinalado um segundo tipo de estruturas que se assemelha às estruturas interpretadas no mosaico 2 como dunas longitudinais médias a grandes (Figura 3.25, estruturas 2). São estruturas lineares sub-paralelas, orientadas segundo a direcção média NE-SW, com relevo positivo, um espaçamento (comprimento de onda) de 5m a 20m e um comprimento na ordem dos 20m, podendo as formas mais longas atingir 45m. A expressão morfológica destas estruturas, marcada por um relevo positivo, é demasiado pequena para poder ser avaliada directamente a partir dos dados de sonar de varrimento lateral. No entanto, tendo em conta o espaçamento de 5m a 20m das estruturas e utilizando a equação proposta por (Flemming , 1988 em Ashley, 1990) que relaciona o espaçamento (L) e a altura (H) de dunas submarinas ( $H=0,0677L^{0,8098}$ ), esse relevo pode ser estimado em 0,45m a 1,3m. Estes padrões sedimentares poderão ainda ser interpretados como uma expressão dos lineamentos da família N45° identificados nos afloramentos rochosos. Esta interpretação, embora não possa ser validade, poderá ser suportada pela semelhança de orientação e pela ocorrência das estruturas sedimentares na proximidade de áreas de afloramento ou de sub-afloramentos que se identificam nos dados sísmicos de Chirp (Figura 3.25, estruturas 2).

Na mancha do domínio relativo a padrões de estruturas sedimentares localizada junto ao limite SE do mosaico 1, identificaram-se entre os 60m e os 70m de profundidade estruturas que são assinaladas por manchas alongadas com retrodispersão mais alta (sedimentos mais grosseiros). Estas manchas dispõem-se sub-paralelamente segundo a direcção média NW-SE a N-S, têm uma largura máxima de cerca de 40m, um espaçamento de cerca de 100m-130m (distancia entre eixos de formas contíguas) e atingem um comprimento contínuo máximo na ordem dos 250m. Não foi possível detectar se estas estruturas têm expressão morfológica no fundo. As referidas manchas de retrodispersão mais alta têm uma fronteira bem definida, que se caracteriza por ser rectilínea no flanco NE e recortada no flanco SW, sendo este último formado por segmentos côncavos justapostos (Figura 3.26).

À semelhança do que se passa no mosaico 2, estas formas podem ser interpretadas como padrões sedimentares granulometricamente diferenciados (*sorted bedforms*), que formam estruturas transversais que poderão ter resultado da coalescência de dunas barcanoides formadas por correntes de ENE para WSW. O aspecto recortado dos flancos SW destas estruturas poderá ser explicado pela hipótese da coalescência de estruturas menores de forma barcanoide.

Sobre as zonas de afloramento rochoso identificaram-se manchas de baixa retrodispersão, com configurações irregulares e que por vezes sugerem formas barcanoides (Figura 3.20). Estas formas, poderão corresponder a padrões formados por manchas de sedimentos que se movimentam sobre um substrato consolidado e/ou mais grosseiro. No entanto, face á sua reduzida expressão estas estruturas não foram incluídas em nenhum domínio.

Do conjunto das formas sedimentares assinaladas no mosaico 1 não foi possível deduzir um padrão consistente de direcções médias dominante das correntes (de maré, ondulação ou outras) associadas a sua formação.

## **3.4 Síntese**

### **3.4.1 Síntese Mosaico 2**

Tendo em conta a distribuição dos 3 tipos de cobertura sedimentar (sedimentos finos, grosseiros e afloramento) interpretados a partir dos dados de sonar e os sectores da plataforma (S2, S3 e S4) individualizados a partir dos perfis batimétricos, o mosaico 2 pode ser dividido em 3 zonas. Estas zonas dispõem-se segundo faixas aproximadamente paralelas à batimetria e designaram-se por zona Norte, zona Central e zona Sul.

#### **Sector S2 (Zona Norte)**

A zona norte, mais próxima da costa, estende-se até aos 70m de profundidade, tem um inclinação média de 0,5° (sector S2) e é dominada pela presença de sedimentos grosseiros, provavelmente correspondentes a areia cascalhenta a grosseira. As manchas de rocha aflorante e/ou de sedimentos finos que ocorrem nesta zona normalmente não excedem os 200m e tendem a concentrar-se do lado Oeste do mosaico. As manchas de sedimentos finos, tendem a orientar-se preferencialmente segundo a direcção NNW-SSE. Embora não tenha sido possível detectar alterações batimétricas associadas a estas manchas de sedimentos mais finos, a forma barcanóide de algumas e/ou a existência no bordo SW de uma faixa com retrodispersão mais baixa, sugere um transporte sedimentar por correntes de ENE para WSW. As formas

de leito observadas nesta zona do mosaico, nomeadamente estruturas granulometricamente diferenciadas (*sorted bedforms* ou *rippled scour depressions*), dunas transversais e longitudinais com formas *barcanoides* e semelhantes a *sand ribbons* sugerem que se trate de uma zona com uma fraca disponibilidade de sedimentos transportáveis pelas correntes médias, deslocando-se estes sedimentos sobre um substrato formado por materiais mais grosseiros que apenas são mobilizados em situações excepcionais. As formas de leito típicas de correntes mais rápidas situam-se a Este da interrupção da faixa de rocha aflorante, na zona Central do mosaico.

#### **Sector S4 (Zona Sul)**

A zona sul do mosaico estende-se dos 90m de profundidade para o largo, tem uma inclinação média de 0,4° (sector S4) e caracteriza-se pela predominância de sedimentos finos. Estes sedimentos, provavelmente correspondem a areias finas a lodosas e praticamente constituem a única unidade aflorante nesta zona.

#### **Sector S3 (Zona Central)**

A transição entre a predominância de sedimentos grosseiros, a norte, ou de sedimentos finos, a sul, é feita na zona central do mosaico compreendida entre os 70m e os 90m de profundidade. Esta zona central, caracteriza-se pela presença aos 70m de profundidade de uma faixa de rocha aflorante com cerca de 300m de largura que constitui uma elevação que se estende por cerca de 1700m segundo a direcção NW-SE (N145). Esta elevação é assimétrica, sendo as suas vertentes a Norte e a Sul caracterizadas por, respectivamente, escarpas morfológicas com comando variando entre cerca de 6m-10m e 9m-19m e inclinações médias de 7.9° e 3.3°.

O facto de o principal afloramento constituir uma elevação protuberante no fundo do mar, com uma geometria assimétrica semelhante a um relevo em costeira, sugere que se deverão tratar de rochas duras, que provavelmente terão estado expostas subaereamente durante a regressão associada ao último máximo glaciário. A elevação formada por este afloramento principal terá provavelmente constituído uma barreira ao avanço do mar durante a transgressão holocénica, funcionado como linha de costa até ser submergido. A natureza das rochas que constituem estes afloramentos é desconhecida. A hipótese considerada mais provável para explicar a ocorrência destes afloramentos, propõe que se tratem de rochas mezo-cenozóicas do preenchimento do extremo sul da bacia Lusitaniana.

Ao largo da principal elevação rochosa, a cerca de 80m de profundidade, ocorre a transição dos sedimentos grosseiros para os sedimentos finos. A zona de transição entre estas duas unidades caracteriza-se pela formação de padrões sedimentares granulometricamente diferenciados, periódicos, orientados paralelamente com formas peculiares que se assemelham a cúspides. Estes padrões sedimentares são alongados segundo a direcção ENE-WSW, o seu vértice junto à escarpa rochosa é deflectido para Sul e têm um comprimento de onda de cerca de 250m. Esta forma sugere que os padrões sedimentares poderão resultar da interferência das correntes ENE-WSW, já referidas para a zona Norte do mosaico, com correntes NW-SE estabelecidas ao longo da vertente Sul da elevação formada pela faixa de rocha aflorante.

Como se referiu, a elevação do fundo do mar formada pela faixa de rocha aflorante define um alinhamento segundo a direcção aproximada SE-NW (N145). Para além deste lineamento principal, foram ainda identificados alinhamentos morfológicos no seio dos afloramentos rochosos e/ou alinhamentos de secções aproximadamente

rectilíneas dos seus contornos. Estes lineamentos foram agrupados em 4 famílias representadas pelas direcções médias N45, N130, N155 e N80. Destas 4 famílias de lineações as duas mais importantes, por terem representação em todas as áreas de afloramento e serem mais penetrativas são as N45, N130. Dado que estas duas lineações têm direcções aproximadamente paralelas ou normais, respectivamente, à direcção de navegação durante a aquisição de dados (N38), poderá haver um falso incremento da sua penetratividade provocado por artefactos normalmente associados preferencialmente a essas duas direcções. Embora não seja possível discernir a que correspondem cada um destes lineamentos, pode-se concluir que existem duas direcções de descontinuidade importantes aproximadamente normais.

### **3.4.2 Síntese Mosaico 1**

Individualizaram-se 4 tipos de fundo na área do mosaico 1. Os tipos de fundo foram referenciados utilizando as mesmas 3 designações que se aplicaram no mosaico 2, sedimentos finos, sedimentos grosseiros e afloramento ou sub-afloramento rochoso, tendo-se designado o 4º tipo como fundo indiscriminado. Embora esta assinatura de retrodispersão possa corresponder a sedimentos muito grosseiros, a designação de fundo indeterminado foi escolhida face à deficiente qualidade dos dados e à impossibilidade de estes poderem ser calibrados. Exceptuando este tipo de fundo classificado como indeterminado, os limites entre os restantes tipos de fundo considerados são aproximadamente paralelos à batimetria.

Tendo em conta a morfologia da plataforma, individualizaram-se 3 sectores principais sectores nesta zona da plataforma continental designados por, S2, S3 e S4.

#### **Sector S2**

O sector S2, o mais interior, estende-se até cerca dos 65m de profundidade e caracteriza-se por ter uma morfologia muito regular com uma inclinação média de 0,4°. Na metade SE deste sector predomina o tipo de fundo associado aos sedimentos grosseiros e na metade NW predomina o tipo de fundo indiferenciado.

#### **Sector S3**

O sector S3 engloba a faixa entre os 65m e os 90m de profundidade e embora a sua inclinação geral média seja semelhante a do sector anterior, caracteriza-se por ser a zona de maior variabilidade morfológica, embora a sua inclinação geral média seja semelhante a do sector anterior. As principais estruturas morfológicas identificadas estão normalmente associadas a afloramentos de material rochoso, que conjuntamente com a unidade de sedimentos grosseiros constituem os tipos de fundo dominantes do sector.

Os afloramentos ou sub-afloramentos rochosos dispõem-se essencialmente ao longo de faixas sub-paralelas à batimetria e que tendem a ocorrer a maiores profundidades para SE. Têm uma morfologia aplanada formando plataformas ou planaltos ligeiramente inclinados para o mar e cujos limites, especialmente a SW (bordo para o largo) são frequentemente sublinhados por pequenas escarpas ou inflexões na inclinação da plataforma. Dois desses pontos de inflexão do declive que ocorrem na maioria dos perfis por volta dos 75m e dos 80m de profundidade, subdividindo este sector da plataforma em três subsectores referidos como S3', S3'' e S3'''.

As hipóteses propostas para a natureza das rochas aflorantes no mosaico 2 mantêm-se válidas também para o mosaico 1. Ressalva-se apenas que para a hipótese em que se considera que estas rochas possam corresponder a sedimentos costeiros consolidados, se considera a eventualidade de para além de eolianitos as rochas também poderem corresponder a praias consolidadas (*beachrocks*), face a morfologia mais aplanada dos afloramentos.

#### **Sector S4**

O sector S4 estende-se para o largo a partir dos 90m de profundidade e, tal como o sector S2, caracteriza-se por ter uma morfologia muito regular. Este sector tem uma inclinação média de 0,3°, o que é ligeiramente inferior a dos sectores mais interiores da plataforma e é dominado pelo tipo de fundo associado a sedimentos finos.

#### **Estruturas identificadas**

Para além da faixa de afloramento rochoso com a direcção geral NW-SE, as principais estruturas identificadas na área do mosaico 1 de sonar de varrimento lateral foram estruturas circulares de origem desconhecida, pequenas escarpas com sombras associadas, marcas de fundo interpretadas como estruturas antrópicas e estruturas sedimentares onde se incluem padrões granulometricamente diferenciados e formas dunares transversais e longitudinais. A fim de facilitar a análise da sua distribuição espacial as estruturas foram agrupadas em 6 domínios.

Dos 6 domínios definidos, considerou-se um para as estruturas sedimentares, outro para as estruturas antrópicas e os restantes quatro para os diferentes tipos de estruturas circulares considerados, a saber: estruturas circulares em rocha, com halo, com padrão radial e simples. Exceptuando o domínio das estruturas circulares simples que tendem a ocorrer no extremo SW do mosaico, todos os outros domínios se concentram nas imediações dos afloramentos rochosos, definindo faixas aproximadamente paralelas à batimetria.

As estruturas circulares são formas que se destacam por terem uma retrodispersão contrastante e que se caracterizam por uma forma em planta sub-circular ou elíptica com dimensões que normalmente se enquadram entre os 20m e os 70m de extensão (ou diâmetro). O perímetro exterior de algumas destas formas é marcado por uma faixa concêntrica, (halo ou auréola) com alta retrodispersão, que aumenta o tamanho total da estrutura podendo-se atingir diâmetros totais na ordem dos 160m. Estes halos no perímetro exterior das formas circulares podem-se caracterizar por ter um padrão radial ou relativamente homogéneo com bordos difusos e irregulares. Embora não tenha sido possível apurar a natureza destas estruturas propõem-se a sua interpretação como marcas antrópicas originadas pela submersão de materiais rejeitados em aterros submarinos (e.g. descargas de dragados) e/ou por detonações submarinas.

Foram assinaladas duas pequenas áreas com estruturas sedimentares, localizadas a profundidades inferiores a 70m, situando-se uma junto ao extremo NW e outra ao extremo SE do mosaico. Na área de NW foram identificadas estruturas que embora possam ser interpretadas como dunas transversais e longitudinais, não permitem deduzir uma direcção de corrente. Na área de SE foram identificados padrões sedimentares granulometricamente diferenciados formando estruturas dunares transversais de forma barcanoide que indicam uma corrente dominante de ENE para WSW.

Os lineamentos identificados nas zonas de afloramento rochoso do mosaico 1 foram agrupados de acordo com a sua direcção média em 4 famílias, a saber N45°, N130°, N80° e N0°. As três primeiras são comuns aos dois mosaicos e a família N0° aparece como alternativa á família N155° definida no mosaico 2 e cuja representação é mínima no mosaico1. À semelhança do que se passa no mosaico 2, também no mosaico 1 as principais famílias são N45° e N130, definindo duas direcções de descontinuidade importantes aproximadamente normais.

# **CAPÍTULO**

## **4**

**Análise sísmo-estratigráfica da plataforma continental com  
base em dados de sísmica de reflexão de alta resolução  
(escala milenar)**





## **4 Análise sísmo-estratigráfica da plataforma continental com base em dados de sísmica de reflexão de alta resolução - escala milenar**

### **4.1 Introdução**

Durante o último máximo glaciário (UMG) o nível médio do mar esteve a cerca de 130m a 140m abaixo do seu nível actual (Dias et al., 2000), encontrando-se portanto, à data, grande parte da plataforma continental exposta subaereamente. Embora desde o UMG a tendência geral de alteração do nível médio do mar tenha sido no sentido da sua subida, esta foi marcada por diversas variações de velocidade, chegando-se mesmo em alguns períodos a registar descidas do nível médio do mar (Dias et al., 2000). Essas alterações na velocidade e sentido da variação do nível médio do mar, conjuntamente com a disponibilidade sedimentar e a tectónica, terão sido os principais factores responsáveis pela evolução da linha de costa.

Com o presente estudo pretende-se utilizar dados de sísmica de reflexão de alta resolução para reconstituir a evolução da plataforma desde o UMG, tendo em conta os seguintes objectivos específicos:

- Identificar paleo-linhas de costa e outras morfo-estruturas associadas formadas desde o último máximo glaciário;
- Reconstituir a morfologia da superfície (pré-transgressiva) da área da plataforma que foi submersa e/ou da correspondente superfície de ravinamento marinho;
- Caracterizar a estrutura e geometria dos corpos sedimentares transgressivos;
- Identificar estruturas indiciadoras da possível existência de uma 2ª barra do estuário localizada a sul da actual.

Foram realizados dois cruzeiros na plataforma continental ao largo do estuário do Sado, durante os quais se recolheram perfis de sísmica de reflexão de alta resolução utilizando diversos sistemas de aquisição. Após o seu processamento e integração, esses dados foram interpretados tendo em vista a reconstituição da evolução desse sector da plataforma continental desde o último máximo glaciário.

Neste capítulo descrevem-se as características dos dados de sísmica de reflexão adquiridos bem como os procedimentos utilizados para o seu processamento e interpretação. Como não se dispõem de sondagens que permitam calibrar a interpretação sísmica, optou-se por enquadrar as unidades sísmicas interpretadas recorrendo a dados de sísmica de reflexão de baixa resolução da indústria petrolífera e aos modelos tectono-estratigráficos publicados para este sector da plataforma. Neste sentido, a descrição das unidades sísmicas interpretadas é precedida de um enquadramento tectono-estratigráfico da área. Após a exposição das unidades sísmicas interpretadas são apresentados os respectivos mapas de isóbatas e isópacas interpolados para área, seguindo-se a discussão dos resultados obtidos e a apresentação das conclusões finais.

## **4.2 Dados e metodologia**

Os dados geofísicos que constituem a base deste trabalho foram adquiridos durante os cruzeiros TESA, fase c, e SADOGEOROB1 (Tabela 1 e Figura 1).

O cruzeiro TESA, fase c, realizou-se em 2003 a bordo da lancha UAM “Fisália” (UAM -Unidade Auxiliar da Marinha) da Marinha Portuguesa. Durante este cruzeiro foram adquiridos dados de sonda de feixe simples e dados de sísmica de reflexão utilizando o sistema Uniboom da Unidade de Geologia Marinha do LNEG (ex-IGM, ex-INETI). O cruzeiro TESA, fase c, teve um carácter essencialmente exploratório e decorreu no interior do estuário do Sado e na plataforma continental contígua. No interior do estuário os perfis foram realizados ao longo dos principais canais de navegação sendo, quando possível, estes perfis cruzados perpendicularmente por outros com um espaçamento de aproximadamente 800m. Na plataforma continental ao largo do estuário os perfis adquiridos são em geral perpendiculares ou paralelos à linha de costa, dispondo-se aproximadamente segundo as duas direcções ortogonais NE-SW e NW-SE com um espaçamento variável entre 3000m e 6000m. Para informações adicionais sobre este cruzeiro aconselha-se a consulta do Relatório técnico do cruzeiro Ingmardep 21/FCT/2003 (Brito e Curado, 2003).

O cruzeiro SADOGEOROB1 decorreu em 2007 a bordo do NRP “Auriga” (NRP – Navio da Republica Portuguesa) da Marinha Portuguesa. Durante este cruzeiro foram adquiridos dados de sonda de feixe simples, de sonar de varrimento lateral e dados de sísmica de reflexão utilizando os sistemas Chirp, Boomer e Sparker do Instituto Hidrográfico. O cruzeiro SADOGEOROB 1 (SGR1) decorreu ao largo de Sesimbra e do estuário do Sado, no troço da plataforma continental limitado a Norte pelo cabo Espichel e a Sul pelo canhão de Setúbal. Com a campanha SGR1 pretendeu-se, por um lado, complementar os dados exploratórios adquiridos durante a campanha TESA e, por outro lado, detalhar a informação disponível sobre alvos específicos que foram identificados com base nos dados dessa 1ª campanha. Foram definidos dois alvos principais para o cruzeiro SGR1, delimitados por dois rectângulos com aproximadamente 21km<sup>2</sup> (mosaico 1) e 8km<sup>2</sup> (mosaico 2), dispostos na plataforma continental entre as batimétricas dos 60m e 100m. Nestes dois alvos, foram adquiridos dados de sonar de varrimento lateral com cobertura total e linhas de sísmica de reflexão adquiridas segundo a direcção de maior pendor da plataforma utilizando os sistemas Chirp e Boomer com um espaçamento de 400m e 800m, respectivamente. Nos restantes alvos definidos para o cruzeiro, foram adquiridas linhas de Boomer ou Sparker com orientação e espaçamento variáveis. Para informações adicionais sobre este cruzeiro aconselha-se a consulta do Relatório técnico do cruzeiro Ingmardep 05/FCT/2007 (Terrinha et al., 2007).

A fim de enquadrar os dados de sísmica de alta resolução adquiridos durante os cruzeiros TESA e SGR1, foram consultadas e sumariamente interpretadas linhas de sísmica reflexão multicanal da campanha GSI realizada em 1982 com o intuito de recolher novos dados para a indústria petrolífera. Estas linhas formam uma malha ortogonal orientada segundo as direcções N-S e E-W, com um espaçamento entre linhas que varia entre cerca de 6 a 15km (Figura 4.2). O tipo de equipamentos, geometria e parâmetros utilizados para a aquisição e processamento dos dados encontram-se sumariados na Figura 4.3.

As linhas GSI foram feitas de forma a interceptar os poços de exploração que tinham sido realizados na área em 1979 pela companhia Texaco na sequência de uma campanha de sísmica para prospecção de hidrocarbonetos. De entre esses poços,

destaca-se o poço Golfinho-1 por se localizar dentro da área de interesse definida para este estudo. Este poço localiza-se a cerca de 110m de profundidade na margem norte do canhão de Setúbal, e corresponde a intersecção das linhas GSI número S84-49 (SP1185) e S84-66 (SP4616) (Figura 4.2).

Tabela 4.1 - Extensão aproximada, em km, das linhas de dados geofísicos adquiridos durante os cruzeiros TESA, fase c, e SADOGEOROB1. Os dados de sonda de feixe simples foram sempre adquiridos em simultâneo com os outros tipos de dados. Os dados de Chirp e de sonar de varrimento lateral também foram adquiridos em simultâneo.

<i>Dados</i>	<i>TESA, fase c</i>	<i>SADOGEOROB1</i>	<i>Total</i>	<i>Observações</i>
Sondas de feixe simples	322	264	586	
Sonar de varrimento lateral	----	93	93	2 mosaicos de 21 e 8 km <sup>2</sup>
Chirp	----	93	93	
Boomer	322	159	481	
Sparker	----	66	66	
<b>Total</b>	<b>644</b>	<b>675</b>	<b>1319</b>	

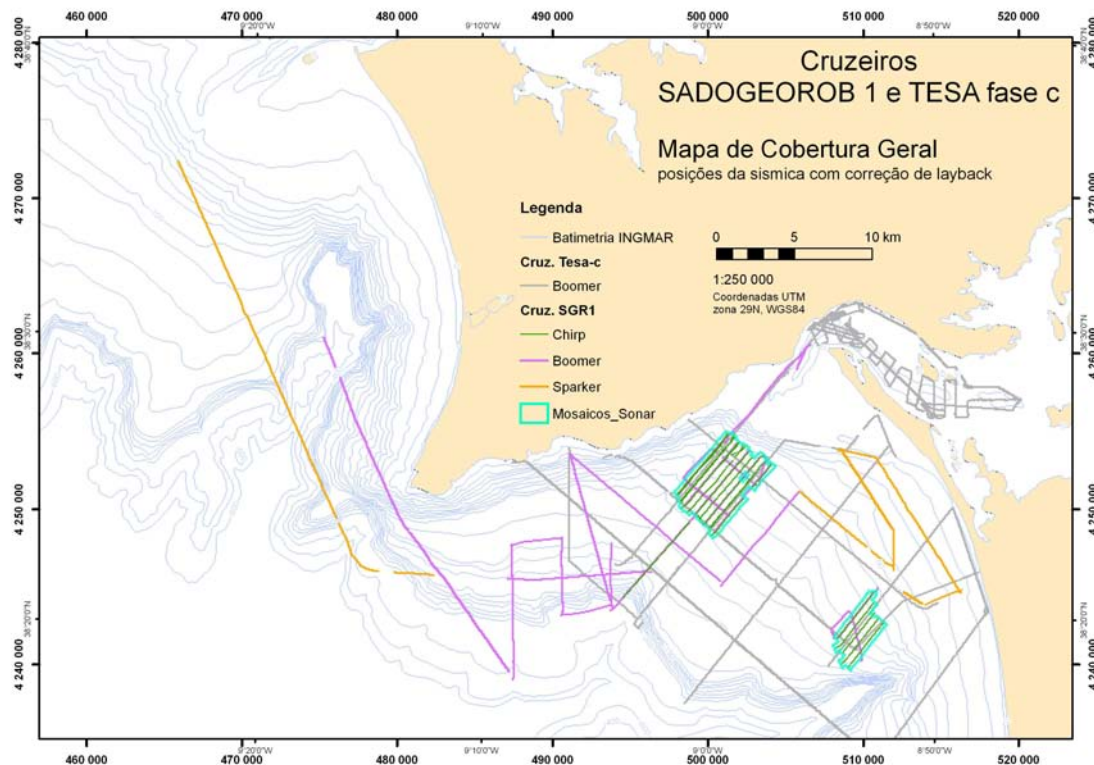


Figura 4.1 – Mapa com a localização dos dados geofísicos adquiridos durante os cruzeiros TESA, fase c, e SADOGEOROB1.

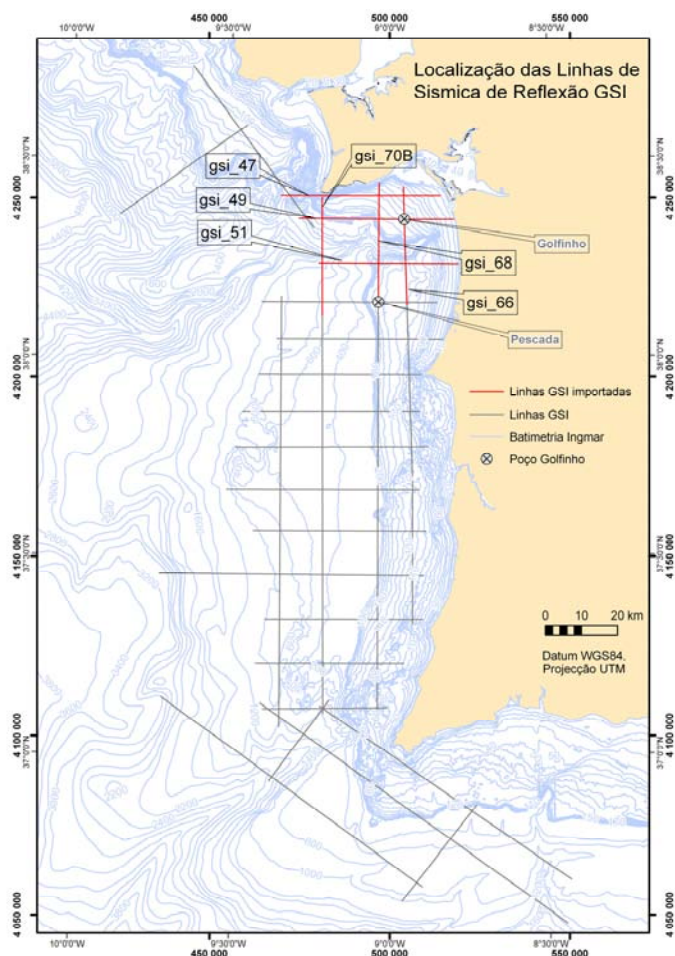


Figura 4.2 – Malha das linhas de sismica de reflexão multicanal GSI, com identificação dos segmentos das 6 linhas importadas e da localização das sondagens Golfinho e Pescada

Na unidade de Geologia Marinha do LNEG (ex. INETI) estão disponíveis versões impressas das linhas GSI. Trabalhos realizados recentemente por Batista (2009) incluíram a rasterização, conversão para formato digital SEG-Y e georeferenciação das linhas GSI impressas em papel. Estes dados passaram assim a estar disponíveis num formato digital compatível com o programa de interpretação utilizado. Face a esta disponibilidade, as 6 linhas GSI que intersectam a área de interesse definida para este trabalho foram carregadas para o projecto de interpretação de dados sísmicos criado. A inclusão dos dados GSI no mesmo projecto de interpretação dos dados de alta resolução incrementou muito o seu interesse para o presente trabalho ao melhorar a sua correlação espacial com os dados Tesa e SGR1 interpretados.

A interpretação dos dados geofísicos adquiridos nos cruzeiros TESA e SGR1 foi ainda complementada com outros tipos de dados publicados e não publicados. De entre os dados publicados destacam-se, as cartas referentes à batimetria (IH, 1995; 1999; 2002), geologia (SGP, 1992) e distribuição dos sedimentos superficiais (IH, 2005) da plataforma. De entre os dados não publicados destacam-se, os dados batimétricos que constituem o modelo morfológico “Ingmar” (Monteiro, J. H. comunicação oral). Foram ainda utilizados dados batimétricos digitais sob a forma de

isolinhas com uma equidistância de 10m que foram facultados pelo Instituto Hidrográfico em 2007 no âmbito do cruzeiro SGR1.

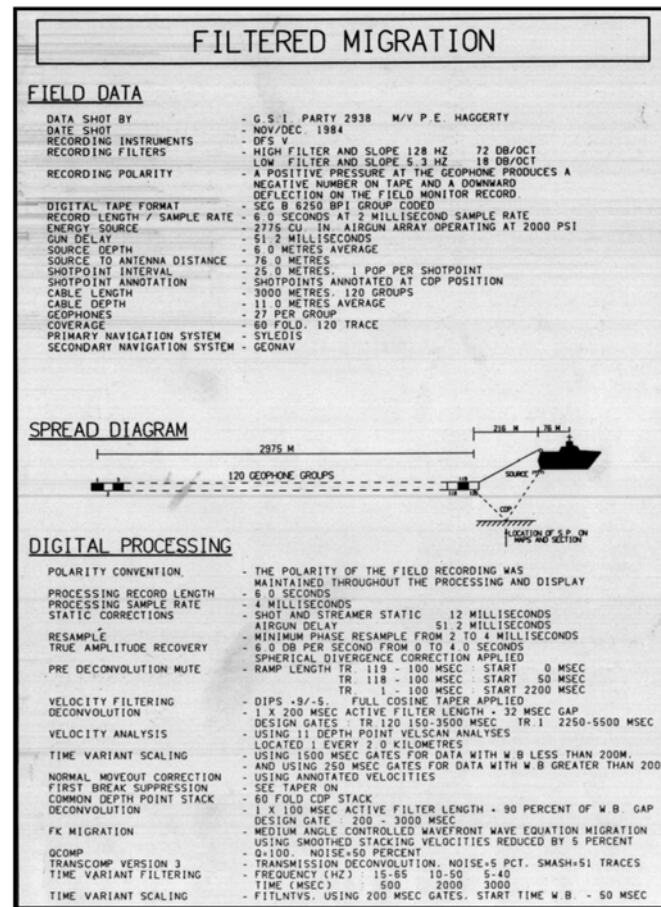


Figura 4.3 – Informação retirada dos cabeçalhos das linhas GSI de sísmica de reflexão. Adaptado de Batista (2009).

#### 4.2.1 Aquisição e características dos dados geofísicos

Os dados adquiridos nos cruzeiros TESA e SGR1 foram gravados digitalmente em formato SEG-Y utilizando os parâmetros de digitalização indicados na Tabela 4.2

Tabela 4.2 – Parâmetros de digitalização dos dados de sísmica de reflexão dos cruzeiros Tesa e SGR1.

Digitalização	Chirp	Boomer TESA	Boomer SGR1r	Sparker
Frequência amostragem (kHz)	20	10	16	12
Intervalo de amostragem (ms)	0.05	0.1	0.063	0.083
Duração do traço (ms)	130	300 a 400	504	498 a 996
Nº de amostras por traço	2600	3000 a 4000	8000	6000 a 12000

No cruzeiro TESA foi utilizado o Boomer - EG&G 230-1 UNIBOOM - com uma energia de 100J a 200J e um período de disparo de 0.5s. A energia de 200J foi utilizada apenas nos perfis que incluíam zonas mais profundas (Brito e Curado, 2003).

Os equipamentos foram rebocados a partir da popa da embarcação, posicionando-se a fonte acústica a estibordo e a cadeia de hidrofonos a bombordo, com uma separação horizontal estimada em 6m. Estima-se que a fonte acústica tenha sido rebocada a cerca de 10m da popa da embarcação posicionando-se o ponto médio do segmento activo da cadeia de hidrofonos sensivelmente à mesma distância. A antena do GPS utilizado para a aquisição dos dados de posicionamento foi posicionada sobre o eixo longitudinal da embarcação e a cerca de 6m do seu painel de popa.

No cruzeiro SADOGEOROB1 foi utilizado o Boomer AA200 da Applied Acoustic Engineering, com uma energia de 100J e um período de disparo de 0.5s e o Sparker SQUID 500 da Applied Acoustic Engineering, com uma energia de 300J ou 350J e um período de disparo de 0.5s a 1s (Terrinha et al., 2007). A separação horizontal entre a fonte acústica e a cadeia de hidrofonos foi cerca de 8m, o que corresponde à largura do painel de popa da embarcação a partir dos extremos do qual foram rebocados a fonte acústica (por bombordo) e a cadeia de hidrofonos (por estibordo). Em algumas das linhas sísmicas adquiridas, a fim de tentar minimizar o ruído, optou-se por aumentar cerca de 2m a separação horizontal entre a fonte acústica e a cadeia de hidrofonos. Este acréscimo na separação horizontal dos equipamentos foi conseguido rebocando a cadeia de hidrofonos a partir da grua da embarcação, cujo braço foi esticado de forma a obter o máximo afastamento possível do equipamento relativamente à embarcação. A fonte acústica foi rebocada a cerca de 30m da popa da embarcação posicionando o ponto médio do segmento activo da cadeia de hidrofonos sensivelmente à mesma distância. A antena do GPS utilizado para a aquisição dos dados de posicionamento foi posicionada a cerca de 1m para estibordo do eixo longitudinal da embarcação e a cerca de 1,5m do seu painel de popa. O desvio lateral da antena GPS cerca de 1m para estibordo não foi considerado no posicionamento dos dados.

Os dados de sonar de varrimento lateral e de Chirp foram adquiridos em simultâneo utilizando o equipamento GeoChir1 da Geoacoustic, com as seguintes características:

Sonar de varrimento lateral:

- Ângulo dos transdutores (*tilt angle*) 27° (10+17);
- Ângulo do feixe (*beam angle*): 1°;
- Largura do feixe (*beam width*): 55°;
- Frequência: 100 kHz (110 kHz);
- Alcance lateral médio estimado: 250 m;
- N° de amostras por canal: 1024;

Chirp:

- Largura de banda do impulso chirp: 2 kHz a 7 kHz
- Duração do Impulso: 32 ms;
- Taxa de disparo: 3pps (*pings per second*);
- Gravação do sinal (*recording length*): 130 ms (*delay* 120 ms).

A resolução horizontal e vertical dos dados de sísmica de reflexão varia de acordo com as características dos equipamentos, os parâmetros de aquisição utilizados, a profundidade do fundo do mar, a velocidade e distância de penetração do sinal sísmico e as características dos materiais atravessados (para discussão da resolução sísmica consultar Sheriff e Geldart, 1995). Na Tabela 4.3 apresentam-se, a título



indicativo, resoluções estimadas para os vários tipos de equipamentos que foram utilizados durante a aquisição dos dados de sísmica de reflexão interpretados.

Tabela 4.3 – Frequência central e resolução estimada dos dados de sísmica de reflexão adquiridos pelos diferentes equipamentos utilizados nos cruzeiros TESA e SADOGEOROB.

<i>Tipo de dados</i>	<i>Frequência central (Hz)</i>	<i>Resolução Vertical Aproximada (m)</i>	<i>Resolução Horizontal Aproximada<sup>(1)</sup> (m)</i>
Chirp	2000 a 7000	0,2	5-3
Boomer (Tesa)	1500	0,7	6
Boomer (SGR1)	2500	0,4	5
Sparker	750	0,9	9

<sup>(1)</sup> Estimada para uma profundidade de 75m, com uma velocidade do som de 1500m/s.

#### 4.2.2 Processamento dos dados de navegação

O processamento dos dados de navegação (posicionamento obtido com GPS) teve como objectivo a determinação das coordenadas dos *shotpoints*, no sistema de referenciação pretendido e com um rigor compatível com a resolução dos dados sísmicos adquiridos, entendendo-se por *shotpoint* o ponto médio entre a fonte sísmica e o centro do segmento activo da cadeia de hidrofones, no instante de disparo da fonte sísmica.

Face às especificidades dos dados de cada cruzeiro, os procedimentos utilizados para o processamento dos dados de navegação foram diferentes. No entanto, apesar dessas diferenças, as linhas mestras do processamento aplicado foram as mesmas.

O processamento dos dados de navegação consistiu fundamentalmente nas seguintes 3 operações, não necessariamente realizadas por esta ordem: 1) Eliminação de posições espúrias (e.g. erros do GPS e/ou dos sistemas de aquisição) e transformação e/ou projecção de coordenadas; 2) Interpolação da posição de *shotpoints* a partir da sequência de registos de posicionamento da embarcação e 3) Aplicação da correcção de layback. Estas três operações serão genericamente descritas nos próximos parágrafos, seguindo-se uma descrição mais detalhada dos passos de processamento aplicados aos dados dos cruzeiros TESA e SGR1. Para informações complementares sobre os procedimentos utilizados aconselha-se a consulta do relatório técnico INGMARDEP 014/FCT/2007 (Brito, 2007).

Tanto no cruzeiro TESA como no SGR1, o posicionamento dos dados adquiridos foi feito utilizando GPS (*global positioning system*) diferencial (DGPS). As posições obtidas com o DGPS consistiram em pares de coordenadas esféricas (Latitude, Longitude), referidas ao elipsóide WGS84, que foram adquiridas com uma frequência de 1 Hz e com um erro estimado de posição sub-métrico. Para facilitar a posterior aplicação de correcções de *layback* e por limitações da versão do programa de interpretação sísmica utilizado foi necessário referenciar os *shotpoints* em coordenadas projectadas. Embora durante o processamento tenham sido utilizados

outros sistemas de coordenadas, no final todos os dados foram referenciados em coordenadas rectangulares UTM (Mercator Transverso Universal), fuso 29, referidas ao elipsóide WGS84.

No cruzeiro TESA os dados de navegação foram gravados em ficheiros independentes que foram posteriormente compatibilizados com os dados geofísicos através do par data / hora. Nos dados adquiridos no cruzeiro SADOGEOROB1 as coordenadas adquiridas pelo DGPS foram gravadas directamente nos ficheiros (SEG-Y) dos dados geofísicos. Apesar desta diferença, em ambos os casos foi necessário proceder à interpolação das posições dos shotpoints. Essa interpolação foi feita a partir dos dois registos de posição que enquadravam em tempo o instante de aquisição do traço sísmico correspondente.

A distância de *layback* corresponde à distância que separa a antena GPS (ou DGPS) do ponto médio entre os equipamentos geofísicos rebocados pelo navio (*shotpoint*). Com a correcção de *layback* pretende-se eliminar essa distância fazendo a correspondência entre o ponto registado pelo GPS e o *shotpoint* no mesmo instante. A correcção de *layback* pode ser calculada em tempo ou em espaço. Para fazer a correcção em tempo é necessário saber, ou estimar, a velocidade da embarcação. Com base nessa velocidade, calcula-se o tempo gasto pela embarcação para percorrer a distância de *layback* e incrementa-se esse tempo aos registos horários das posições registados pelo GPS. A posição do *shotpoint* com a correcção de *layback* pode então ser determinada por interpolação a partir da sequência de posições do GPS cujo tempo foi incrementado. Para fazer a correcção de *layback* em espaço é necessário saber, ou estimar, o rumo ( direcção e sentido) em que a embarcação se desloca. Conhecendo o rumo, aplica-se ao ponto registado pelo GPS uma translação definida por um vector de magnitude igual à distância de *layback* e cuja orientação tem a direcção do rumo da embarcação e o sentido contrário a esse rumo.

A opção de calcular a correcção de *layback* em tempo tem 2 vantagens, relativamente à opção alternativa de calcular essa correcção em espaço: 1) Um método de cálculo mais simples, uma vez que é mais fácil determinar a velocidade do que o rumo (orientação e sentido) de aquisição dos dados; 2) O reposicionamento do *shotpoint* num segmento de recta definido por pontos ocupados pela antena GPS. Ou seja, o *shotpoint* é recolocado numa posição pela qual o navio passou. O que nem sempre acontece quando se utiliza uma correcção em espaço e o percurso é sinuoso (Figura 4.4).

O método de cálculo das correcções de *layback* em tempo é sensível às variações de velocidade da embarcação, enquanto o método de cálculo em espaço é sensível às variações de rumo da embarcação. Os erros introduzidos na correcção de *layback* pelas variações de velocidade ou de rumo da embarcação podem ser minimizados utilizando algoritmos matemáticos que suavizem essas variações. Mais uma vez, considerou-se mais simples a aplicação de algoritmos desse tipo para estimar a velocidade média do que para estimar o rumo médio.

As correcções de *layback* foram calculadas em tempo para ambos os cruzeiros. No entanto, optou-se por estimar um valor médio único para a velocidade da embarcação no cruzeiro TESA, enquanto no cruzeiro SGR1 se utilizou uma velocidade variável estimada com base numa média móvel.

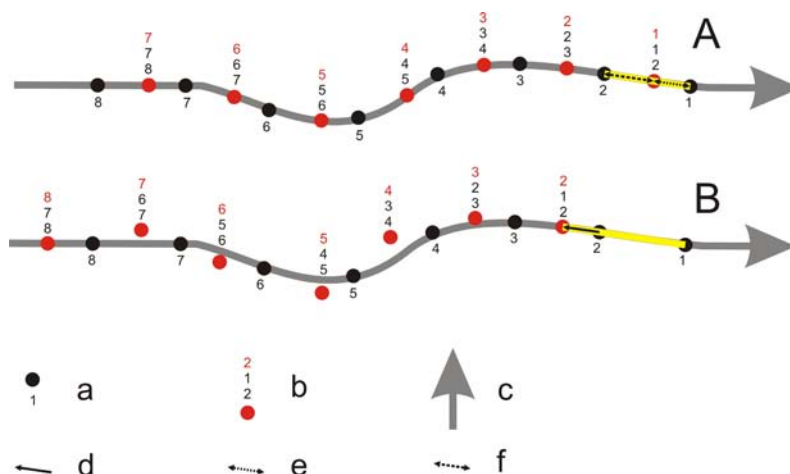


Figura 4.4 – Reposicionamento dos shotpoints de sísmica tendo em conta a correcção de *layback*. Para simplificação da figura, ilustra-se um caso em que a distância de *layback* é inferior à distância que separa *shotpoints* consecutivos. A) Correcção calculada em tempo ou B) Correcção calculada em espaço. a - *Shotpoints* sem correcção de *layback* e respectivo número de ordem, b - *Shotpoints* com correcção de *layback* e numeração relativa ao respectivo número de ordem (a vermelho) e aos números de ordem dos shotpoints (a preto) utilizados para calcular a correcção, c - Trajecto e rumo da embarcação, d – translação aplicada para correcção de *layback*, definida por vector com a magnitude da correcção e sentido oposto ao rumo da embarcação, e – Distancia de *layback* calculada em tempo, f – Tempo convertido em distância que corresponde à diferença entre o tempo (distância) de *layback* e o tempo (distância) que separa os dois shotpoints que enquadram em tempo o *shotpoint* com a correcção de *layback*.

Dado que a antena do GPS estava montada sobre o eixo longitudinal da embarcação, considerou-se que o trajecto registado pelo GPS coincidia com o trajecto feito pelos sucessivos *shotpoints*, ou seja, os pontos médios entre a fonte sísmica e a cadeia de hidrofones rebocados. Na sequência desta assunção, a posição de cada *shotpoint* foi interpolada a partir dos dois registos de posicionamento do GPS cujas horas enquadravam a hora de registo do *shotpoint*. No caso em que os registos de posição não conseguiam enquadrar a hora do *shotpoint* a posição deste foi estimada por extrapolação.

A correcção de *layback* foi feita sob a forma de um incremento em tempo que foi aplicado aos registos horários das posições registados pelo GPS, antes de se interpolarem as posições dos *shotpoints*. A distância da antena GPS aos equipamentos de aquisição sísmica, rebocados pela embarcação, estimou-se em 16m, resultante da soma de 6m, distância estimada da antena GPS à popa da embarcação, com 10m de comprimento do cabo utilizado para o reboque dos equipamentos. Assumiu-se ainda que a velocidade média da embarcação foi de 3,5 nós, pelo que para percorrer os 16 m seriam necessários cerca de 8,9 s (1 nó=0,51m/s). Considerando que as velocidades mais elevadas foram de 4,5 a 5,5 nós, seriam percorridos nos 8,9 s cerca de 20 a 25 m, respectivamente, o que representa no pior caso um erro de 9m na correcção feita, relativamente aos 16m da distância de *layback* estimada.

Para fazer o incremento em tempo da correcção de *layback* e a interpolação da posição dos *shotpoints* foram utilizados dois aplicativos (TimeWarp e KingdomMaker) programados em Visual Basic por Duarte, H. do Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Após o processamento utilizou-se o programa ArcGis (versão 9.0 da ESRI) para converter as coordenadas para o sistema UTM, referido ao elipsóide WGS84.

#### **4.2.2.1 Processamento dos dados de navegação do cruzeiro SGR1**

Os ficheiros SEG-Y dos dados de sísmica de reflexão adquiridos durante o cruzeiro SADOGEOROB1 incluem os dados de navegação, gravados sob a forma de coordenadas geográficas (latitude, longitude) no cabeçalho de cada traço. No entanto, esses dados de navegação não sofreram qualquer processamento antes de ser gravados nos ficheiros SEG-Y, pelo que, têm os seguintes problemas:

- Incluem coordenadas espúrias que resultam de erros do DGPS e de erros do sistema de aquisição sísmica, nomeadamente a frequente repetição das coordenadas da última posição registada durante a aquisição de um perfil na primeira posição registada no perfil adquirido em seguida.
- Não consideraram a distância de layback que variou normalmente entre os 30m e os 90m. Dado que esta distância é superior a resolução horizontal dos dados e aos erros de posicionamento estimados, afecta significativamente o posicionamento dos dados.
- A aquisição de dados do DGPS foi feita com a frequência de 1 Hz e a frequência de disparo utilizada na aquisição da sísmica foi normalmente de 2Hz ou 3Hz. Esta discrepância nas frequências de aquisição de dados da sísmica e do DGPS, fez com que as coordenadas gravadas nos ficheiros SEG-Y só fossem actualizadas para intervalos de 2 ou 3 traços. Ou seja, o mesmo par de coordenadas era repetido em 2 ou 3 traços consecutivos.
- A versão do programa de interpretação sísmica utilizado (Landmark Graphics Corporation) não aceitava dados georeferenciados em coordenadas esféricas. Foi, portanto, necessário georeferenciar os dados de forma a utilizar coordenadas métricas projectadas.

Face a estes problemas, foi necessário extrair os dados de navegação dos ficheiros SEG-Y e processá-los de forma a eliminar ou minimizar estes problemas. Para realizar essa tarefa, foram utilizados vários programas informáticos e foram programados dois macros em Excel. Descrevem-se de seguida os passos do procedimento utilizado:

- 1- Exportação para ficheiros de texto ASCII (txt, com separação por tabulação) dos dados de posicionamento (espacial e temporal) gravados nos ficheiros SEG-Y, a saber: Trace#, Source X coordinate (SRCX), Source Y coordinate (SRCY), Hour of day (HOUR), Minute of hour (MINUTE), Second of hour (SCE); utilizando-se para este efeito o programa SeiSee, versão 2.6.2 da DMNG (Dalmorneftegeofizika Geophysical Company, Yuzno-Sakhalinsk, Rússia).
- 2- Filtragem dos pares de coordenadas repetidos e/ou com coordenadas nulas dos ficheiros obtidos no passo 1 utilizando um macro do programa Excel desenvolvido para o efeito (macro “Import\_nave\_v1.xls”);
- 3- Concatenação dos ficheiros obtidos no passo 2, importação para o programa Arcgis versão 9.0, projecção utilizando o sistema de coordenadas UTM fuso 29N, filtragem dos pontos com coordenadas anómalas detectáveis

- graficamente e exportação de ficheiro ASCII com as coordenadas projectadas resultantes;
- 4- Separação do ficheiro obtido no passo 3 em ficheiros de texto (txt, com separação por tabulação) independentes para cada perfil sísmico;
  - 5- Aplicação de um macro do programa Excel desenvolvido para o efeito (macro “Layback\_v5\_2.xls”) aos ficheiros obtidos no passo 4 para:
    - a. Calcular novos pares de coordenadas (xy) aplicando a correcção de layback de cada perfil;
    - b. Calcular por interpolação ou extrapolação as coordenadas dos *shotpoints* cujas coordenadas foram eliminadas nos passos de processamento anteriores;
    - c. Calcular a correcção de maré (z) a aplicar a cada traço sísmico da linha a partir dos dados maregráficos do porto de Lisboa fornecidos pelo Instituto Hidrográfico.

O macro desenvolvido para fazer as correcções de *layback* e interpolar as posições dos *shotpoints* permite parametrizar três variáveis, a saber: 1) A distância de *layback* que se pretende corrigir (em metros); 2) O número de pontos (registos da tabela) utilizados pela “janela” de cálculo da média móvel da velocidade e 3) Erro máximo de *layback* permitido, correspondendo este erro ao módulo da diferença entre a distância de *layback* pretendida (1ª variável) e a distância de *layback* aplicada a cada *shotpoint*, variando esta última em função da velocidade estimada pela média móvel para cada *shotpoint*. Os *shotpoints* em que o erro de *layback* excedia o valor máximo permitido foram eliminados pelo macro. A posição desses *shotpoints* foi posteriormente determinada por interpolação linear, realizado pelo mesmo macro ou pelo programa de interpretação sísmica.

Após terem-se testado vários valores para estas variáveis optou-se por utilizar uma “janela” de 25 pontos para o cálculo da média móvel da velocidade do navio e admitir um erro de *layback* máximo de 4,5 m. Utilizando estes parâmetros o macro foi aplicado a todos os ficheiros com os dados de navegação dos perfis sísmicos processados. As distâncias de *layback* utilizadas na correcção das linhas de Chirp foram as que se determinaram durante o processamento no IH para as fiadas de dados de sonar de varrimento lateral correspondentes. Para as linhas de Boomer e Sparker foram utilizadas as distâncias de *layback* estimadas a partir dos metros de cabo utilizados no reboque dos equipamentos.

Em vários segmentos de perfis de Chirp o erro máximo de *layback* permitido (configurado em 4,5m) foi excedido, sendo portanto os respectivos *shotpoints* excluídos do ficheiro de dados de navegação. Nestes casos optou-se por manter estas falhas de conjuntos de *shotpoints* nos ficheiros de navegação, deixando que fosse o programa de interpretação sísmica (Ladmark) a interpolar o posicionamento dos traços sísmicos correspondentes. Este programa, interpola a posição dos traços sísmicos correspondentes aos segmentos do perfil com *shotpoints* em falta, distribuindo-os com igual espaçamento ao longo do segmento. Em algumas situações em que o “peixe” do chirp se prendeu temporariamente em cabos de artes de pesca, atingiram-se velocidades de aquisição praticamente nulas (e.g. final da linha chp\_03, Figura 4.6). Nestas situações foi feita uma análise caso a caso dos gráficos de variação

da velocidade média e do erro de *layback* calculados de forma a identificar os segmentos do perfil com valores anómalos. Os *shotpoints* com valores anómalos eram retirados da computação e o macro Layback\_v5\_2.xls voltava a ser aplicado do início. Este procedimento em que se eliminavam os *shotpoints* com valores anómalos da computação e se reaplicava o macro foi repetido o número de vezes necessário até que os resultados obtidos fossem considerados satisfatórios (Figura 4.5). Por vezes nestes casos foi ainda necessário adicionar *shotpoints* sem correcção de *layback* correspondentes aos traços sísmicos com velocidade de aquisição próximas de zero (“peixe” do chirp aproximadamente na vertical do lugar) para balizar a interpolação dos traços ao longo do segmento do perfil sem *shotpoints*. Nos segmentos do perfil em que se considerou que o erro introduzido pelo processamento do posicionamento era grande (claramente superior a 4,5m), nomeadamente nos casos em que foram adicionados *shotpoints* sem correcção de *layback*, os troços do perfil eram assinalados para que essa informação pudesse ser considerada durante a sua interpretação.

As correcções de maré foram calculadas a partir de dados maregráficos de Lisboa fornecidos pelo IH, que consistiram numa série de cotas (em m) de níveis de água relativas ao zero hidrográfico e respectivos par data/hora, listados com uma frequência de 6 minutos. As alturas de correcção de maré foram convertidas em tempo duplo (ms) utilizando uma velocidade de 1500m/s. O macro Layback\_v5\_2.xls correlacionou o par data/hora das correcções de maré com o registo horário de cada *shotpoint*, construindo desta forma uma tabela com os valores de correcção de maré (em ms) a aplicar como correcção estática a cada *shotpoint*.

O facto de o “peixe” do Chirp ser rebocado em profundidade, confere a estes dados características particulares. Face a essas particularidades o processamento subsequente aplicado as linhas de Chirp foi distinto do adoptado para as linhas de Boomer e Sparker.

Para as linhas de Boomer e Sparker optou-se por carregar nos cabeçalhos SEG-Y dos ficheiros os dados da navegação projectada já com a correcção de *layback*, bem como os dados da correcção de maré a aplicar. Para esse, efeito utilizou-se o programa putHeaders\_v1, desenvolvido em C++ por Duarte, H. As correcções estáticas de maré, gravadas nos cabeçalhos de cada traço, foram posteriormente aplicadas utilizando o programa RADEX

Para as linhas de Chirp optou-se por não carregar os dados com as correcções de navegação e maré para os cabeçalhos dos ficheiros SEG-Y. Esta opção foi feita face a complexidade que é acrescida ao cálculo destas correcções em virtude de o peixe do sistema Chirp ter sido rebocado em profundidade. Tanto as alterações no comprimento do cabo de reboque como as alterações de velocidade do navio provocam modificações na profundidade do peixe e, consequentemente, no tempo a que são registadas as reflexões. Para além da alteração da profundidade do peixe, estas alterações fazem-se também sentir em termos de uma variação da distância entre o peixe e o navio, alterando assim a correcção de *layback*. Esta correcção (calculada em tempo) pode mesmo chegar a valores praticamente nulos nas situações em que o peixe fica preso, por exemplo, em cabos de artes de pesca (Figura 4.6).

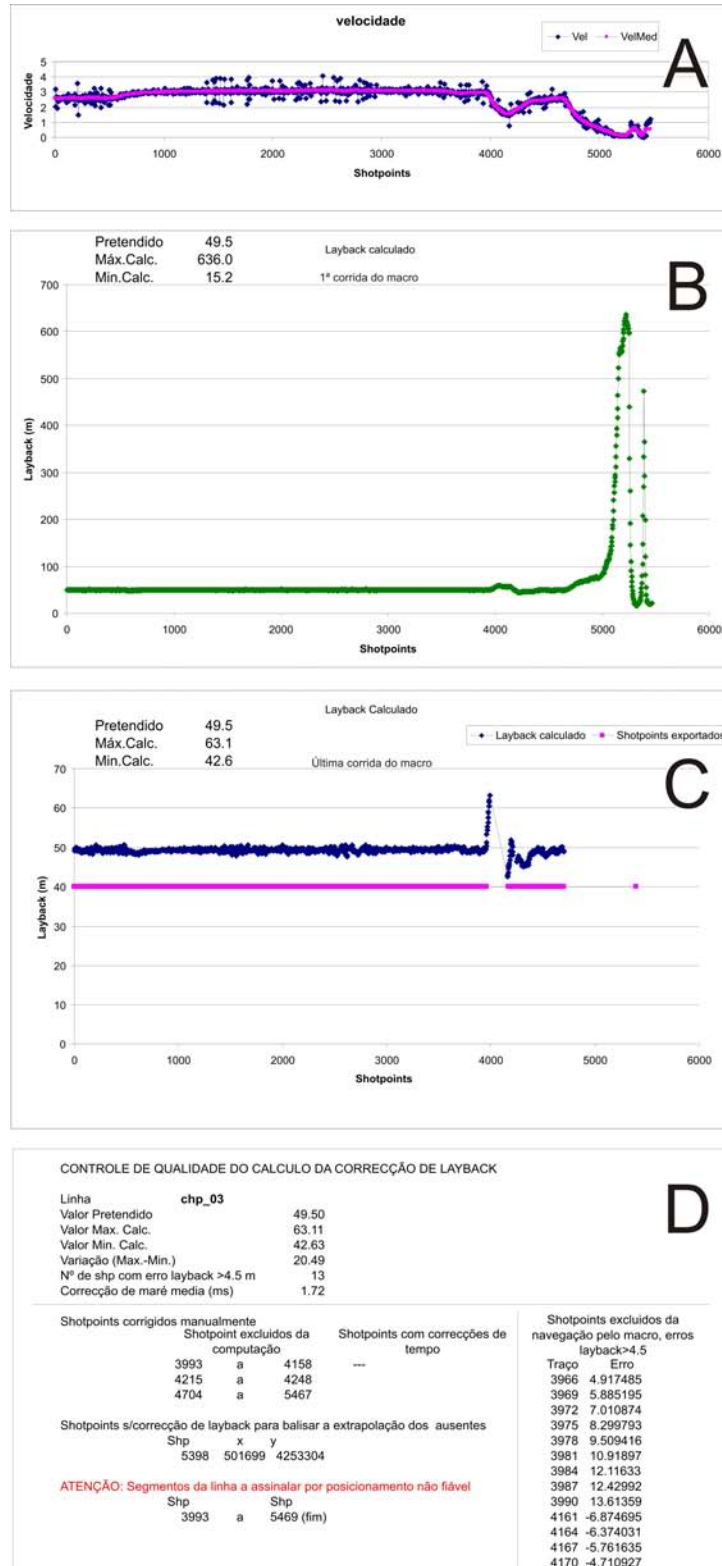


Figura 4.5 – Exemplo de elementos gráficos (A, B e C) e numéricos (D) utilizados para controlo de qualidade dos resultados do macro feito em Excel (Layback\_v5\_2.xls) para processamento dos dados de navegação. Exemplo referente ao perfil de Chirp chp\_03 (Figura 4.6)



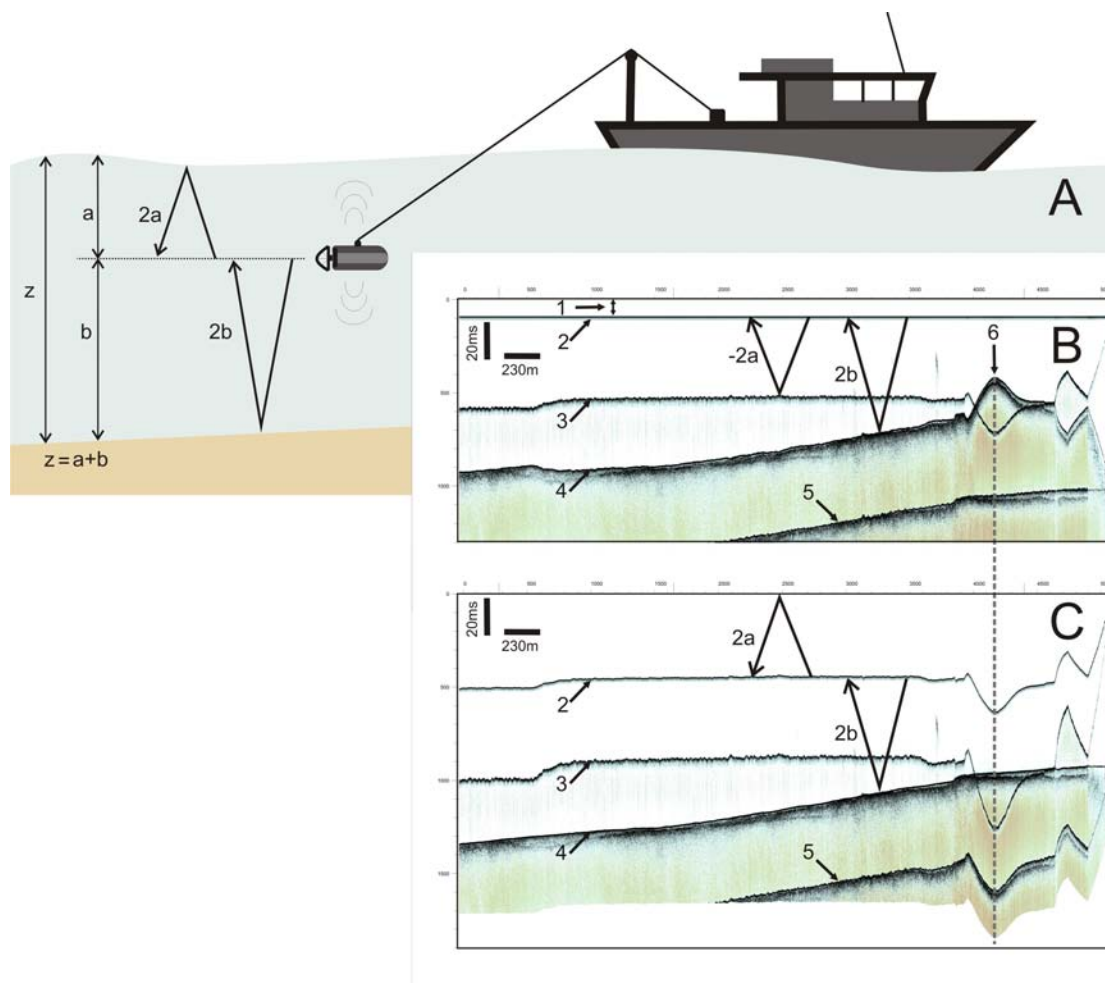


Figura 4.6 – Figura ilustrando os resultados do processamento realizado para eliminar os artefactos produzidos por variações de profundidade do “peixe” do Chirp na geometria e posição do fundo do mar. A - Esquema ilustrando o reboque em profundidade do “peixe” do Chirp durante a aquisição de dados. B - Perfil de Chirp (chp\_03) sem processamento, exemplificando a falsa geometria induzida pela variação da profundidade do “peixe”. C - Perfil de Chirp (chp\_03) com processamento para corrigir a falsa geometria.  $z$  - Profundidade do fundo do mar;  $a$  - Profundidade de reboque do “peixe” do Chirp;  $b$  - Altura de reboque do “peixe” do Chirp; 1 - Atraso no tempo de recepção da onda directa; 2 - Onda directa do perfil de Chirp; 3 - Reflexão resultante da interface ar/água, 4 - Reflexão resultante do fundo do mar; 5 - Reflexão correspondente ao 1º múltiplo do fundo do mar, note-se que esta reflexão reproduz bem a morfologia do fundo mar e ocorre ao tempo duplo correspondente à profundidade do fundo do mar (não considerando atrasos de gravação); 6 - Artefacto na geometria do fundo provocado por uma alteração brusca da profundidade do “peixe” do Chirp que, provavelmente, terá ficado temporariamente preso em cabos de artes de pesca

As dificuldades adicionais da aplicação da correcção de maré nos perfis de Chirp resultam do facto de essa correcção poder interferir com outras duas correcções estáticas necessárias, a saber: 1) A correcção de um atraso de gravação de 4ms a 10ms que existe em todas as linhas e 2) a correcção para posicionar a reflexão correspondente ao fundo do mar no tempo certo; que consiste em adicionar a cada traço o tempo correspondente à profundidade a que se encontrava o peixe; sendo portanto necessário ter em conta as modificações de profundidade provocadas por variações da velocidade, do comprimento de cabo e da ondulação (Figura 4.6). Deste modo, optou-se por realizar a correcção de maré já em ambiente Landmark e após se

terem aplicado as duas outras correcções estáticas descritas. Face a estas limitações a correcção de maré utilizada consistiu na aplicação de uma correcção estática igual para cada linha, correspondente à altura de maré média calculada para a linha. O facto de se utilizar uma correcção única para toda a linha, contrariamente ao que foi feito para as linhas de Boomer e Sparker, não introduz grandes erros porque as linhas de Chirp são relativamente curtas. Com efeito, o tempo de aquisição de cada linha não excedeu normalmente cerca de 30 minutos e a estimativa da máxima variação de maré para esse período foi de 0,25m.

Para os perfis Chirp (chp), como alternativa à importação dos dados de navegação com correcção de *layback* para os cabeçalhos SEG-Y, os dados de navegação resultantes da aplicação do macro “Layback\_v5\_2.xls” foram utilizados para produzir tabelas ASCII de acordo com os formatos requeridos pelo programa Landmark para a importação de dados de navegação (Duarte et al., 2004).

### 4.2.3 Processamento do sinal dos dados geofísicos adquiridos

A primeira abordagem feita ao processamento sísmico das linhas de sísmica de reflexão do cruzeiro Tesa (perfis Boomer) foi feita utilizando o programa de processamento SPW da Parallel Geoscience Corporation. Foram realizados testes de vários procedimentos de processamento, nomeadamente, desconvolução preditiva e do tipo *spiking*, soma ou mistura de traços e diversos filtros de frequência. Após esses testes optou-se por aplicar a todas as linhas um processamento em que se incluiu um filtro de frequência do tipo *Butterworth* e uma desconvolução do tipo *spiking*.

A primeira abordagem feita ao processamento dos dados geofísicos do cruzeiro SGR1 foi feita em colaboração com o grupo de Geofísica Marinha do Instituto Hidrográfico, utilizando os recursos informáticos (*hardware* e *software*) deste instituto. No âmbito desta colaboração acompanhou-se o processamento dos dados de sonar de varrimento lateral realizado pela equipa técnica do IH (que se descreve sucintamente no ponto 4.2.3.3) e fez-se uma primeira visualização das linhas de sísmica de reflexão (perfis Bmr-Boomer; Spk-Sparker e Chp-Chirp), testando-se vários fluxos de processamento. Estes testes foram muito proveitosos não só por terem permitido visualizar rapidamente os dados, mas também por terem demonstrado a relevância da aplicação de alguns procedimentos de processamento, nomeadamente a aplicação de filtros da ondulação.

Dada a complementaridade dos dados dos cruzeiros Tesa e SGR1 havia todo o interesse em que os dados dos dois cruzeiros fossem processados de uma forma homogénea que permitisse a sua boa integração num mesmo projecto de interpretação. Nesse sentido, foi implementado um fluxo de processamento em que se pretendeu compatibilizar entre si os diferentes tipos de dados do cruzeiro SGR1 e os dados do cruzeiro Tesa, integrando-se desta forma todos os dados de sísmica de reflexão dos dois cruzeiros (Figura 4.7). O fluxo de processamento implementado contemplou 3 fases, a saber: 1) o processamento da navegação (já descrito), 2) o pré-processamento sísmico dos dados SGR1 e 3) o processamento sísmico e integração de todos os dados.

Nos pontos seguintes descrevem-se sucintamente os procedimentos aplicados para o processamento sísmico dos dados. Para uma descrição mais detalhada destes procedimentos aconselha-se a consulta do relatório técnico INGMARDEP 014/FCT/2007 (Brito, 2007).

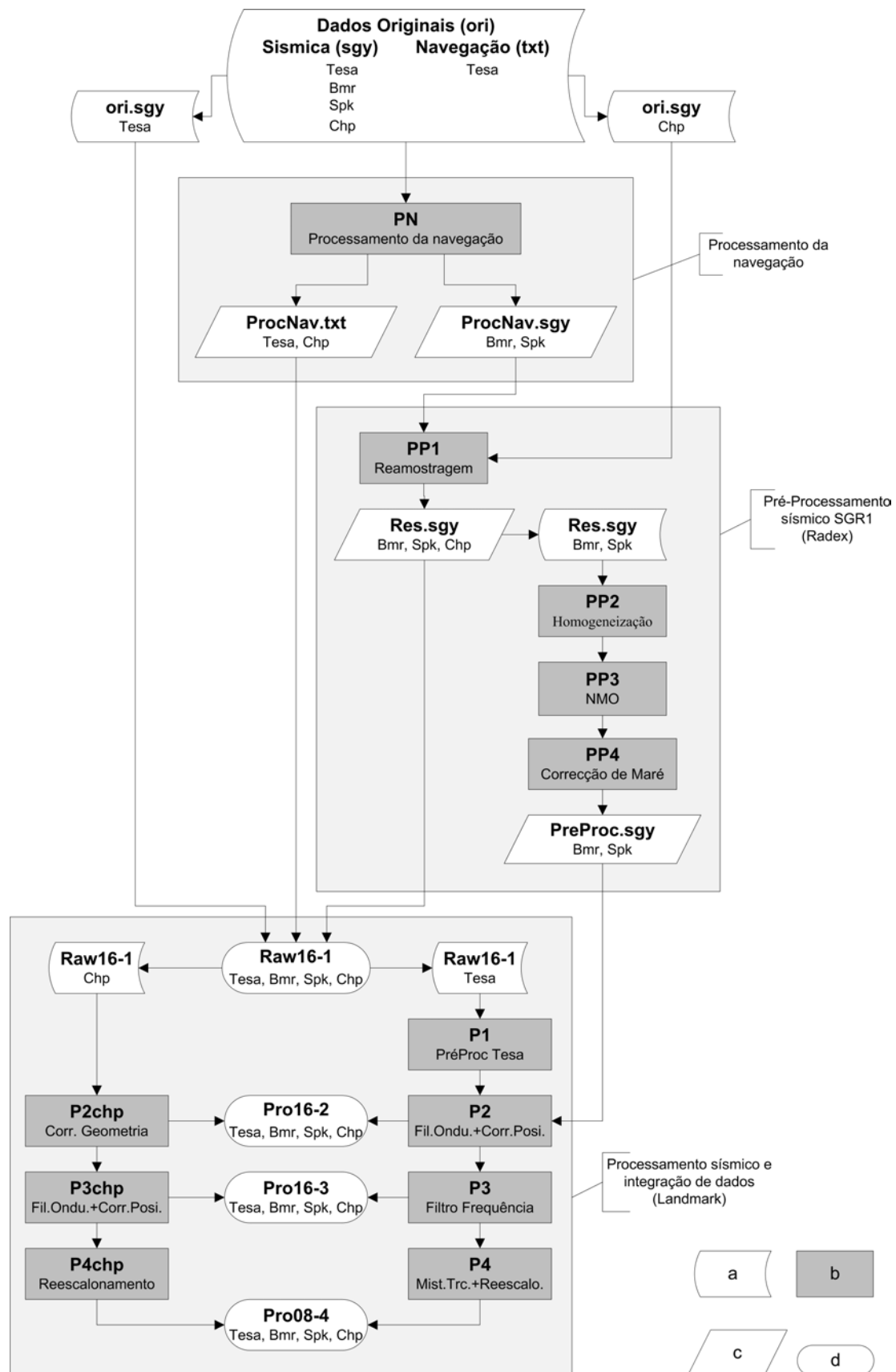


Figura 4.7 – Fluxo de processamento dos dados de sísmica de reflexão dos cruzeiros Tesa e Sadogeorob 1 (perfis Bmr, Spk e Chp). a – Dados seleccionados; b – Passos de processamento; c – Dados resultantes da aplicação de passos de processamento intermédios; d – Dados disponíveis para interpretação.

### 4.2.3.1 Pré-Processamento sísmico dos dados SGR1

O programa informático utilizado para fazer o pré-processamento dos dados de sísmica de reflexão adquiridos no cruzeiro SADOGEOROB1 foi o programa RadEx Pro Plus Field 3.7, da DECO Geophysical, adiante referido abreviadamente como Radex.

A fase de pré-processamento dos dados SGR1 de sísmica de reflexão foi composta por 4 passos principais, a saber: PP1 – Reamostragem; PP2 – Homogeneização; PP3 – Correção NMO (*Normal Moveout*) e PP4 – Correção de maré.

#### **Reamostragem - PP1**

Todos os dados de sísmica de reflexão adquiridos no cruzeiro SADOGEOROB1 (linhas Chp-Chirp, Bmr-Boomer e Spk-Sparker) foram importados para o programa Radex e reamostrados com um intervalo de amostragem de 0,1ms (frequência de amostragem de 10Hz). Procedeu-se à reamostragem dos dados por duas razões: 1ª) Para harmonização com as linhas TESA que foram adquiridas com um intervalo de amostragem de 0,1ms; 2ª) Para facilitar a sua importação para o programa Landmark que, na primeira versão utilizada, só aceitava taxas de amostragem expressas em inteiros de ms. Face a esta limitação do programa, optou-se por importar os dados com uma sobrelevação da escala vertical (expressa em ms) de 10x. A importação de dados com menores intervalos de amostragem implicaria a utilização de um maior factor de sobrelevação. A utilização de uma sobrelevação maior era indesejável dado que dificultaria os passos de processamento subsequentes, nomeadamente a aplicação de filtros de frequência.

Após a reamostragem as linhas foram exportadas de novo para o formato SGY, de forma a serem importadas pelo programa Landmark para integração e interpretação dos dados. As linhas Chp não sofreram mais nenhum passo de pré-processamento, enquanto as restantes linhas foram ainda sujeitas a mais 3 passos de pré-processamento que foram aplicados separadamente aos conjuntos de linhas Bmr e Spk.

#### **Homogeneização – PP2**

Durante o cruzeiro SGR1 foram utilizados diferentes equipamentos e parametrizações para a aquisição dos dados sísmicos. Essas diferenças, nomeadamente a utilização de diferentes cadeias de hidrofones e a aplicação ou não de ganhos de amplitude introduzidos por filtros analógicos, levaram a que os perfis adquiridos tivessem grandes diferenças de amplitude. Este passo de processamento foi aplicado às linhas Bmr e Spk com o objectivo de homogeneizar as amplitudes dos perfis e aplicar um filtro de frequência que fosse suficientemente “aberto” para não interferisse significativamente com o sinal sísmico mas que eliminasse o ruído mais forte de forma a facilitar os passos de processamento seguintes. Tendo em conta os objectivos descritos, foram aplicados neste passo de processamento os seguintes operadores:

- Eliminação de efeitos da corrente eléctrica (*DC removal*)
- Correções de amplitude: Correção de divergência esférica e equalização
- Filtro de frequência do tipo Ormsby parametrizado com os valores de frequência de corte entre 10Hz e 300Hz (*low-cut e low-pass*) em passa baixo e entre 3500Hz e 5000Hz (*high-pass e high-cut*) em passa alto.

### **Correcção NMO – PP3**

Em sistemas como o Boomer e o Sparker, a fonte e o receptor do sinal sísmico estão fisicamente separados por uma distância que tipicamente é da ordem de uma dezena de metros. Esta separação é responsável por um atraso no tempo duplo do sinal sísmico gravado, relativamente ao tempo que seria hipoteticamente registado por um receptor cuja localização coincidisse com a da fonte sísmica. É este atraso no tempo de gravação que se pretende eliminar com a correcção de *normal moveout*. Este atraso no tempo gravado é particularmente importante quando se adquirem dados a baixas profundidades, podendo atingir para profundidades inferiores a 5m uma relevância semelhante ao efeito de maré (Duarte, 2009). No cruzeiro SGR1 não se adquiriram dados a profundidades tão baixas. No entanto, dado que a separação entre a fonte sísmica e o receptor é muito diferente nos sistemas Boomer e Chirp e que se pretendia confrontar os dados destes dois sistemas, considerou-se que seria importante fazer a correcção de *normal moveout*.

### **Correcção de maré – PP4**

Durante o processamento da navegação foi determinada a correcção de maré a aplicar a cada traço e o respectivo valor, convertido em tempo duplo, foi gravado numa posição livre do cabeçalho de traço dos ficheiros SEG-Y. Esse tempo foi subtraído ao tempo de cada traço sísmico, através da aplicação de um operador de correcção estática cujo valor foi indexado à respectiva posição no cabeçalho do traço.

Após a aplicação dos passos de processamento descritos, as linhas Bmr e Spk foram reconvertidas no formato SEG-Y, a fim de serem importadas pelo programa Landmark, onde o seu processamento prosseguiu a partir do passo P2.

#### **4.2.3.2 Processamento sísmico e integração dos dados Tesa e SGR1**

Todos os dados de sísmica de reflexão adquiridos nos cruzeiros Tesa e SGR1 foram integrados no ambiente Landmark (*LandMark Graphics Corporation*), onde decorreu a fase final do seu processamento e a interpretação. Para esse efeito foi criado um projecto de interpretação sísmica em Landmark onde se incluíram 106 linhas de sísmica de reflexão, correspondentes a cerca de 640 km de perfis (Tabela 1).

No decurso dos passos de processamento aplicados aos dados foram criadas 4 versões de cada perfil, correspondentes aos ficheiros identificados por Raw16-1, Pro16-2, Pro16-3 e Pro08-4. Nos ficheiros Raw16-1 foram gravadas versões (a 16 bytes) com o mínimo processamento possível. Nos ficheiros Pro16-2 foram gravadas as versões com as correcções geométricas e de posicionamento, nomeadamente, as correcções estáticas de maré e o filtro de ondulação. No caso das linhas de chirp este conjunto de ficheiros não inclui o filtro de ondulação. Nos ficheiros Pro16-3 foram gravadas as versões incluindo todos os passos de processamento que não implicavam uma redução da resolução dos dados, nomeadamente a mistura de traços e o reescalamento para 8 bytes. Por fim, nos ficheiros Pro08-4 foram gravadas versões, reescaladas para 8 bytes, que incluem todos os passos de processamento e constituem as versões preferenciais para a interpretação dos dados.

As operações de processamento realizadas em ambiente Landmark consistiram genericamente na aplicação de filtros de frequência, filtros de ondulação, na mistura triangular de traços e em correcções do posicionamento dos dados, feitas por acertos na vertical (correcções estáticas) e na horizontal (ajustes na relação dos *shotpoint* com

os traços sísmicos). Face às especificidades dos 4 tipos de perfis (Tesa, Bmr, Spk e Chp) integrados no projecto Landmark, foram adoptados diferentes fluxos de processamento. Os dados Chp foram processados seguindo um fluxo específico que contemplou 3 passos (P2chp, P3chp e P4chp). Destes passos, apenas o primeiro (P2chp) foi composto por operações exclusivas para os dados Chp, em que se pretendeu corrigir a falsa geometria induzida pelo reboque em profundidade do “peixe” do Chirp. Os dados Tesa, Bmr e Spk foram todos processados ao longo do mesmo fluxo de processamento. Foi, no entanto, necessário considerar um primeiro passo de processamento exclusivo para os perfis Tesa (P1) em que se aplicou um filtro de frequência e uma equalização das amplitudes médias, para que estes dados ficassem em igualdade de circunstância com os perfis Bmr e Spk que já tinham sido sujeitos a uma fase de pré-processamento com o programa Radex.

Segue-se uma descrição sumaria das operações de processamento aplicados aos vários tipos de dados. Serão discriminadas as diferentes parametrizações dos operadores utilizados de acordo com o tipo de dados processados, bem como, os passos do fluxo de processamento em que as operações foram aplicadas (Figura 4.7).

### **Pré-Processamento Tesa – P1**

O pré-processamento aplicado as linhas Tesa com o objectivo de as equiparar aos dados SGR1 já previamente pré-processados contemplou dois operadores: uma equalização de amplitude e um filtro de frequência. A equalização de frequências justifica-se porque, tal como no cruzeiro SGR1, utilizaram-se durante o cruzeiro Tesa diferentes configurações dos equipamentos de aquisição, o que levou a que as amplitudes médias dos dados adquiridos apresentassem grandes contrastes. A fim de minimizar esse problema foi aplicado um operador para a equalização dos valores médios de amplitude dos traços (*trace equalization: mean value*). O filtro de frequências foi aplicado com o propósito de eliminar as frequências que, por estarem fora da banda de frequências do sinal sísmico, apenas adicionam ruído que dificulta os passos de processamento subsequentes. Com esse objectivo foi aplicado um filtro de frequências do tipo Ormsby, parametrizado com os valores de frequência de corte entre 10Hz e 300Hz (*low-cut e low-pass*) nas baixas frequências e entre 3500Hz e 5000Hz (*high-pass e high-cut*) nas altas frequências<sup>1</sup>.

### **Correcção da geometria dos perfis Chp – P2chp**

Constatou-se que o tempo de registo da onda directa nas linhas de Chirp, não era compatível com o afastamento de cerca de 1,5m entre a fonte acústica (transdutor) e o receptor (cadeia de hidrofones) deste equipamento. Com efeito, a onda directa nos registos de Chirp não aparece a cerca de 1ms, como seria expectável, mas sim a cerca de 8ms a 10ms. Visto que não foi possível apurar qual a razão e o valor exacto deste atraso da onda directa no registo, optou-se por estimar um valor aproximado. O atraso foi estimado em 8,6ms, pelo que, se realizou uma correcção estática em que se subtraiu esse tempo a todos os dados de Chirp. Esta correcção foi integrada no procedimento de correcção dos artefactos provocados pelo reboque em profundidade do peixe.

<sup>1</sup> Note-se que, uma vez que a escala vertical das linhas de sísmica importadas para o ambiente Landmark esta multiplicada por 10, o valor das amplitudes (em Hz) utilizado na configuração dos filtros deverá ser dividido por 10. Os valores das amplitudes aqui indicadas são os reais, correspondendo portanto a 10x os valores que foram introduzidos no programa de processamento da Landmark.

O facto de o “peixe” do Chirp (GeoChirp1, da Geoacoustics) ter sido rebocado em profundidade levou a que a geometria das linhas fosse afectada por duas particularidades. Por um lado, a reflexão correspondente ao fundo do mar não foi registada com um tempo duplo inferior ao correspondente à profundidade correcta. Por outro lado, as variações na profundidade do peixe, nomeadamente as provocadas por mudanças na aceleração do navio, traduziram-se numa falsa variação da morfologia do fundo e das reflexões subjacentes (Figura 4.6 e Figura 4.11). Para corrigir a geometria dos reflectores e reposicioná-los no tempo certo, aplicou-se uma correcção estática a cada traço sísmico equivalente ao valor simétrico do tempo duplo a que ocorre a reflexão correspondente à interface ar-água no respectivo traço. A aplicação desta correcção reposiciona a reflexão do fundo do mar no tempo duplo correspondente à sua profundidade correcta e elimina os artefactos morfológicos da reflexão do fundo (e das outras reflexões) provocados pela variação da profundidade do peixe. No entanto, esta correcção tem o efeito indesejado de transmitir para o fundo do mar corrigido as variações de profundidade (em tempo) provocadas pela ondulação. Para corrigir este efeito negativo da correcção de geometria realizada foi necessário aplicar um filtro de ondulação. O filtro de ondulação que se aplicou, no passo subsequente do processamento das linhas Chp, foi idêntico ao aplicado aos restantes dados processados.

#### **Filtro de ondulação – P2, P3chp**

A ondulação provoca variações verticais de alta-frequência na posição das reflexões (Figura 4.8 a Figura 4.11), deteriorando o perfil sísmico e dificultando o seguimento das reflexões registadas. Para eliminar ou minimizar esse efeito foi aplicado um filtro de ondulação que consistiu numa correcção estática realizada de acordo com o tempo duplo da reflexão associada ao fundo mar em cada traço. O valor dessa correcção foi determinado pela diferença, em tempo, entre o horizonte sísmico associado ao fundo do mar e um horizonte sísmico hipotético correspondente ao fundo do mar suavizado através da aplicação de uma média móvel com uma “janela” de 45 traços. Tendo em conta uma frequência de aquisição de 2 traços por segundo e assumindo uma velocidade média da embarcação de 4 nós, o procedimento utilizado corresponde à filtragem das irregularidades com um comprimento de onda inferior a 45m. Este filtro de ondulação tem a desvantagem de eliminar as variações de geometria das reflexões que estejam dentro do comprimento de onda filtrado (como por ex. dunas submarinas de pequeno comprimento de onda). No entanto, é muito eficiente na filtragem do ruído introduzido pela ondulação, melhorando muito a qualidade gráfica do perfil sísmico.

#### **Correcções de posicionamento – P2, P3chp**

Nos cruzeiros Tesa e SGR1 foram adquiridos dados de sondas de feixe simples em simultâneo com a sísmica. Os dados das sondas de feixe simples, após serem convertidos em tempo duplo (utilizando uma velocidade de 1500m/s), foram importados para o projecto Landmark sob a forma de horizonte sísmico. Uma vez que os dados das sondas tinham sido previamente corrigidos dos efeitos de maré, puderam ser utilizados como nível de referência para as correcções do posicionamento dos dados sísmicos feitas por acertos na vertical (correcções estáticas) e na horizontal (correcções na relação dos *shotpoint* com os traços sísmicos).

Nos perfis Bmr e Spk já tinham sido feitas correcções estáticas para compensar os efeitos de maré. Pelo que, se optou por aplicar nesta fase correcções estáticas para corrigir esses efeitos nos perfis Tesa e Chp. Alguns dos perfis Tesa são



suficientemente longos para que sejam perceptíveis diferenças entre os ajustes de maré necessários para corrigir cada extremidade do perfil. Nesses casos, foi necessário determinar qual o valor do ajuste estático único para todo o perfil que constituía a melhor solução de compromisso.

Após esta primeira fase de correcções estáticas foi feito o despiste de incongruências entre a reflexão correspondente ao fundo mar e os dados das sondas adquiridos simultaneamente. Nas situações em que essas discrepâncias podiam ser corrigidas por ajustes horizontais no posicionamento, procedeu-se ao reajuste das relações entre o *shotpoint* e o traço sísmico. Esta situação, que ocorreu principalmente em perfis de Chp, justifica-se por deficiências nas estimativas das distâncias de *layback*.

Por fim procedeu-se à fase final de ajustes estáticos. Estas correcções estáticas finais tiveram como objectivo a minimização do desfasamento de reflexões entre perfis que se intersectam (*misties*). A análise desses desfasamentos foi feita, caso a caso, por observação das intersecções dos perfis e por análise das superfícies interpoladas, correspondentes à reflexão do fundo do mar.

### **Filtros de frequência – P3**

Foram aplicados filtros de frequência<sup>2</sup> do tipo Ormsby, com o objectivo de melhorar a razão sinal/ruído dos perfis sísmicos Tesa, Bmr e Spk.

O filtro aplicado aos perfis Tesa e Bmr foi parametrizado com os valores de frequência de corte entre 50Hz e 500Hz, nas baixas frequências e entre 1500Hz e 3500Hz, nas altas frequências.

O filtro aplicado aos perfis Spk foi parametrizado com os valores de frequência de corte entre 100Hz e 400Hz, nas baixas frequências, e entre 600Hz e 1000Hz, nas altas frequências.

### **Mistura de traços – P4**

A mistura de traços foi feita utilizando uma média triangular de 3 traços em que o traço central entra com uma ponderação de 50% e os dois traços vizinhos com 25% cada.

### **Reescalonamento – P4, P4chp**

Para reduzir a dimensão dos ficheiros com os dados sísmicos, a fim de tornar mais fácil o seu manuseamento, procedeu-se ao reescalonamento da gama dinâmica de valores disponíveis para a variação dos valores de amplitude de 16 Bytes para 8 bytes.

## **4.2.3.3 Processamento dos dados de sonar de varrimento lateral**

O processamento dos dados de Sonar de varrimento lateral adquiridos durante o cruzeiro SGR1 foi realizado pela equipa técnica do Instituto Hidrográfico e consistiu nos seguintes passos:

---

<sup>2</sup> Note-se que, uma vez que a escala vertical das linhas de sísmica importadas para o ambiente Landmark esta multiplicada por 10, o valor das amplitudes (em Hz) utilizado na configuração dos filtros deverá ser dividido por 10. Os valores das amplitudes aqui indicadas são os reais, correspondendo portanto a 10x os valores que foram introduzidos no programa de processamento da Landmark.

1. Acerto de ganhos TVG (*time variant gain*) e equalização dos dois canais (bombordo e estibordo);
2. Correção do seguimento do fundo;
3. Correção dos efeitos das variações de velocidade e navegação. Assumiu-se um intervalo de variação da velocidade da embarcação entre 2 e 8 nós, utilizaram-se 9 pontos para o cálculo das correções e, normalmente, não se excederam 3 iterações de correção;
4. Correção do efeito da obliquidade do feixe;
5. Cálculo da correção de *layback* e projecção dos dados. Utilizou-se uma célula de 0,25m e coordenadas UTM (fuso 29N) referidas ao elipsóide WGS84;
6. Exportação dos dados para o formato DDS\_VIF (formato vectorial, composto por 4 ficheiros);
7. Composição dos mosaicos correspondentes às duas áreas amostradas (mosaicos 1 e 2), e sua exportação para ficheiros de imagem no formato Geo-Tiff.

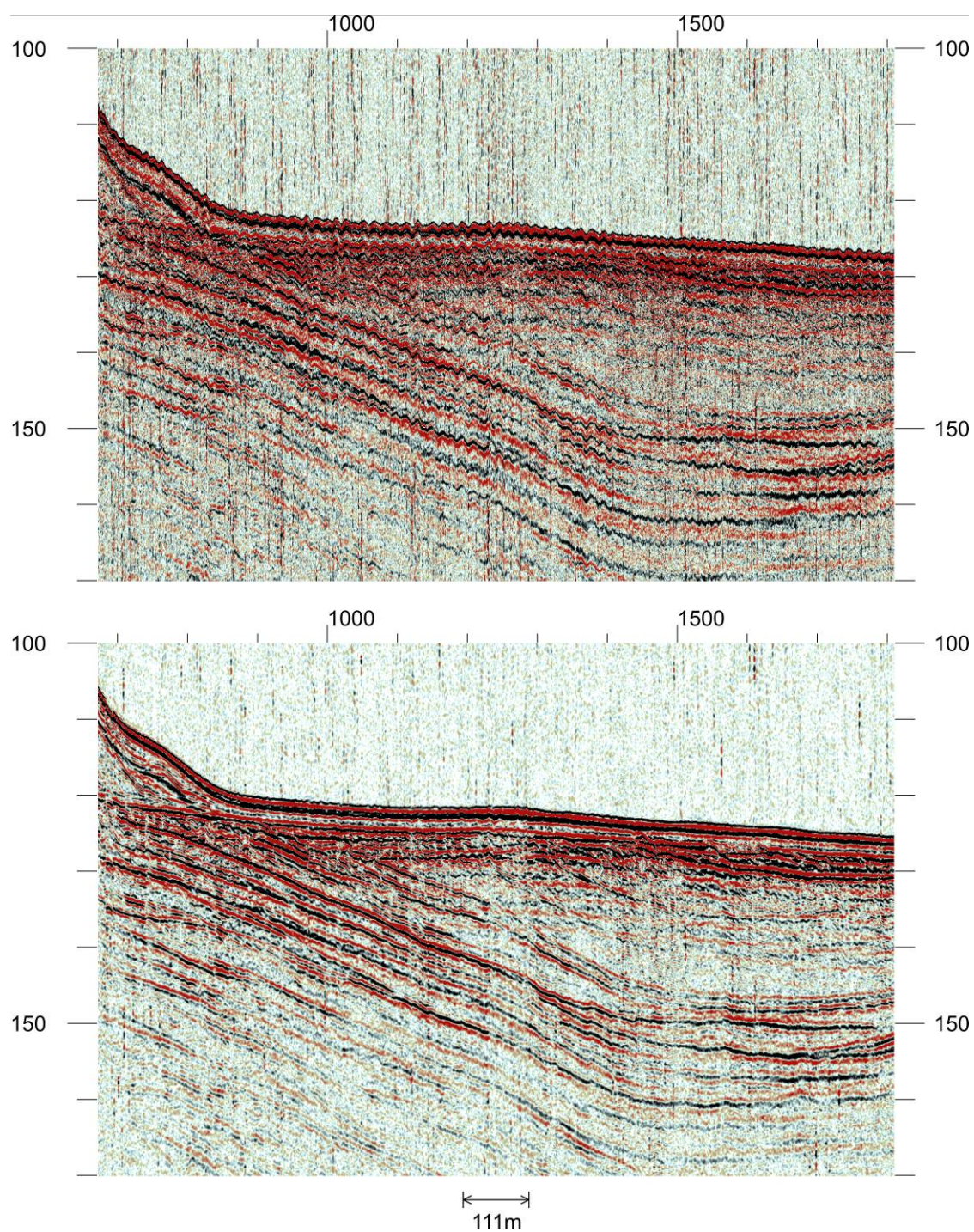


Figura 4.8 - Excerto da linha Tc32 adquirida com Boomer durante o cruzeiro TESA fase c, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima) e com processamento (em baixo)



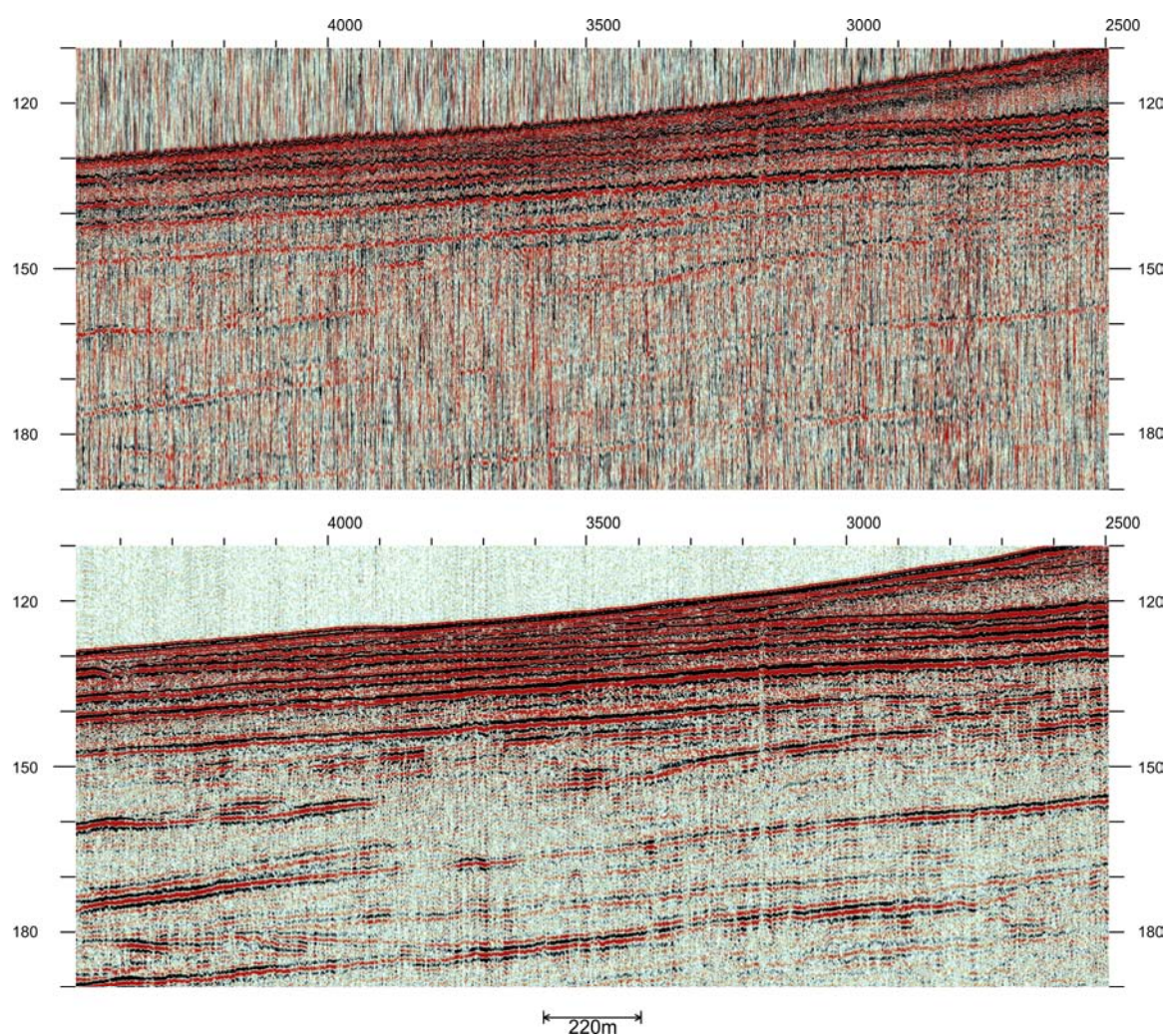


Figura 4.9 - Excerto da linha bmr\_09 adquirida com Boomer durante o cruzeiro SADOGEOROB1, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima) e com processamento (em baixo)

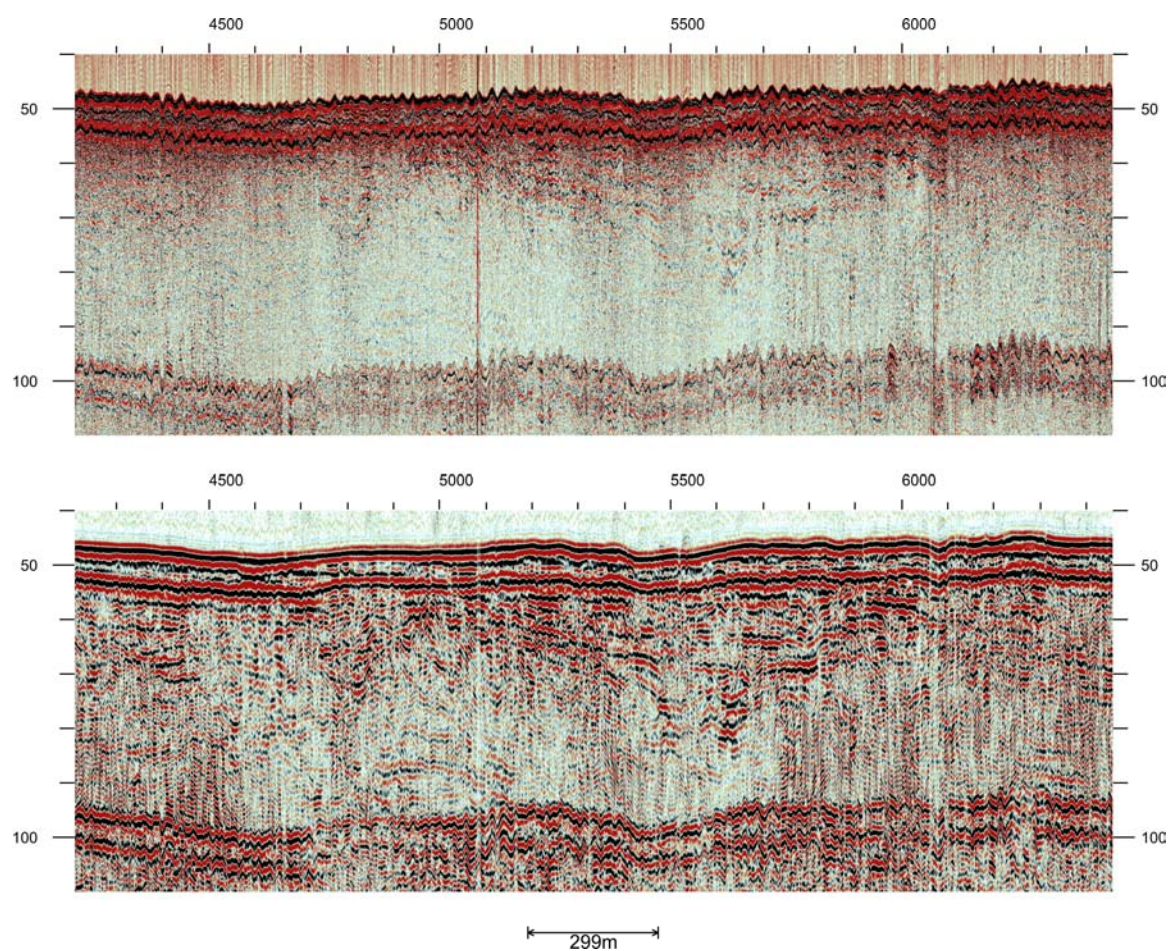


Figura 4.10 - Excerto da linha spk\_04 adquirida com Sparker durante o cruzeiro SADOGEOROB1, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima) e com processamento (em baixo)



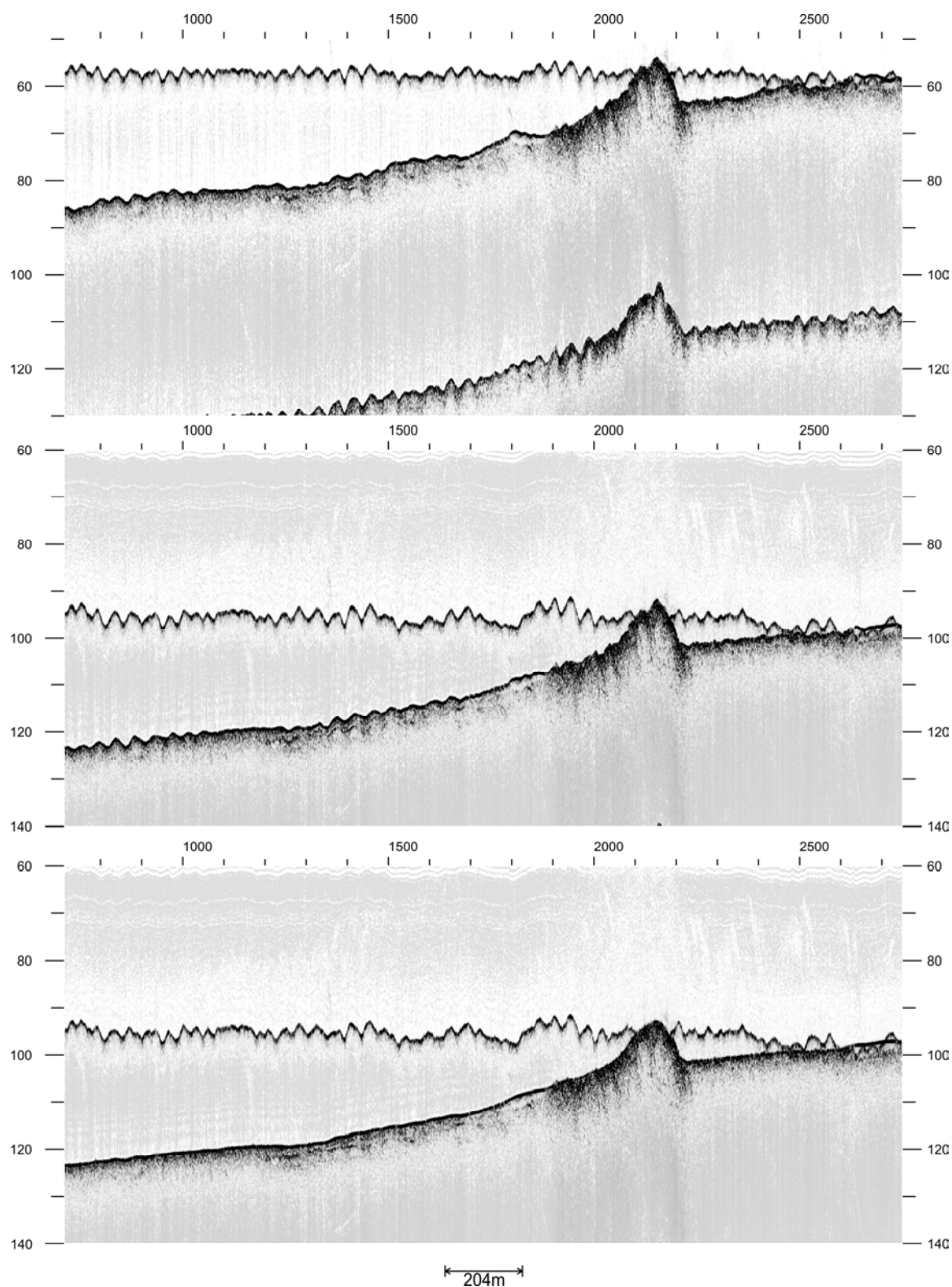


Figura 4.11 - Excerto da linha chp\_17 adquirida com Chirp durante o cruzeiro SADOGEOROB1, exemplificando as diferenças entre visualizar os dados sem processamento (em cima), só com correcção da geometria (ao meio), e com correcção da geometria e filtro de ondulação (em baixo)

#### 4.2.4 Metodologia de interpretação sísmica

A interpretação dos dados de sísmica de reflexão foi feita digitalmente utilizando os programas informáticos desenvolvidos para o efeito pela Landmark Graphics Corporation. Para a gestão e interpretação de dados utilizaram-se essencialmente os módulos Openworks e SeisWorks-2D, recorrendo-se por vezes aos módulos DecisionSpace e PowerView, nomeadamente para a interpolação e visualização de superfícies. O projecto sísmico integrando todos os dados de sísmica de reflexão com vista ao seu processamento e interpretação foi inicialmente criado utilizando a versão da Release 2003 da Landmark. Já na fase final da interpretação dos dados o projecto sísmico foi migrado para a Release 5000 da Landmark.

A interpretação dos perfis de sísmica de reflexão foi feita de acordo com a metodologia preconizada por R. Mitchum e P. Vail, que constitui a base da estratigrafia sísmica e cujos fundamentos foram formalizados por estes autores na Memória Nº26 da *American Association of Petroleum Geologist*: “*Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration*” (Payton, 1977). Para uma discussão recente desses fundamentos aconselha-se a consulta de Roque (2007).

Os vários conjuntos de reflexões individualizados foram diferenciados de acordo com o tipo de terminação e geometria das reflexões, considerando-se como **unidade básica** o conceito de unidade sísmica definido por R. Mitchum e P. Vail que é traduzido por Roque (2007) como “*uma Unidade tridimensional limitada por descontinuidades estratigráficas e composta por um grupo de reflexões cujos parâmetros diferem das unidades adjacentes*”.

Os conjuntos de reflexões individualizados foram hierarquizados em 2 níveis referidos por **unidades sísmicas** e **sub-unidades sísmicas**. Em alguns casos distinguiram-se ainda diferentes fácies sísmicas dentro de uma mesma sub-unidade. As unidades sísmicas (US) foram identificadas por números sequenciais crescentes da unidade mais recente para a mais antiga. Dentro de cada unidade, as sub-unidades foram identificadas acrescentando à referência da respectiva unidade uma letra. Geralmente não foram traçadas fronteiras entre zonas da mesma sub-unidade com diferentes fácies sísmicas. Para referir estas variações de fácies foram acrescentadas pelicas (‘) à referência da respectiva sub-unidade.

#### Limitações na interpretabilidade dos dados

De uma forma geral pode considerar-se que os perfis de sísmica de reflexão interpretados formam uma malha constituída por linhas que são perpendiculares ou paralelas à linha de costa da restinga de Tróia (Figura 4.1). No entanto, para além de os perfis terem diferentes características, nomeadamente de resolução, formam no seu conjunto uma rede irregular. Essas irregularidades na rede de linhas sísmicas expressa-se por grandes variações no espaçamento entre as linhas nas duas direcções principais consideradas. Destacam-se duas particularidades dessas variações: 1ª) O espaçamento entre as linhas perpendiculares à costa é geralmente mais pequeno do que o das linhas paralelas à costa; 2ª) Nas áreas dos mosaicos 1 e 2 o espaçamento entre linhas é menor, destacando-se particularmente a área do mosaico 1 como sendo aquela em que a densidade de dados é maior.

Na área com cerca de 21km<sup>2</sup> (~3,5km por 6km) do mosaico 1 foram adquiridos dados de Chirp e Boomer, sendo o espaçamento entre as linhas perpendiculares à costa adquiridas com os dois sistemas de 400m e de 800m, respectivamente, enquanto na direcção paralela à linha de costa apenas existem dados adquiridos com o sistema



Boomer, variando o espaçamento entre linhas de 500m a 2600m. Fora das áreas dos mosaicos não existem dados de Chirp e as linhas de Boomer e Sparker adquiridas têm um espaçamento que tipicamente varia entre 1km e 5,7km para as linhas perpendiculares à costa, que se distribuem por uma extensão de aproximadamente 15km; enquanto as linhas paralelas à costa se distribuem por uma extensão de aproximadamente 20km com um espaçamento variando entre 1,5km e 4,5km (Figura 4.1).

Face à maior densidade e a melhor qualidade dos dados na área do mosaico 1, optou-se por centrar nessa área a interpretação dos dados de sísmica de reflexão. Nesse sentido, as principais unidades e sub-unidades sísmicas foram definidas na área do mosaico 1, a área em que o grau de confiança nos resultados da interpretação feita é mais elevado.

Fora da área do mosaico 1 não é possível fazer uma interpretação à mesma escala e com o mesmo grau de confiança. Essas limitações surgem não só porque o espaçamento das linhas é maior, mas também porque a qualidade e a extensão da penetração do sinal sísmico são frequentemente mais baixas. O maior espaçamento das linhas sísmicas dificulta a correlação de estruturas entre linhas e limita o tamanho mínimo das estruturas cartografáveis. As limitações do sinal sísmico resultam principalmente de 2 factores. Por um lado, de limitações intrínsecas aos equipamentos e das circunstâncias em que estes foram operados; por outro lado, das características dos materiais que constituem o fundo do mar e a sua sub-superfície que por vezes dificultam a propagação do sinal; é nomeadamente o caso dos afloramentos rochosos e dos cordões de sedimentos areno-cascalhentos. Estes tipos de materiais reflectem normalmente quase toda a energia do sinal sísmico emitido pelos equipamentos utilizados, limitando-se penetração do sinal à estreita faixa abaixo do fundo em que o sinal se convolveu com a reflexão do fundo dificultando muito qualquer interpretação.

Face à inexistência de dados adequados para o efeito, não foi possível calibrar estratigraficamente a interpretação feita dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. Os dados pré-existentes para a área estudada consistem apenas de perfis de sísmica de reflexão de resolução média (campanhas Livra, Persin e Lusitanie) e perfis de baixa resolução da indústria petrolífera (campanhas Texaco e GSI). Relativamente a amostras existe o poço Golfinho (Texaco) em que, no entanto, só se iniciou a recuperação a partir dos 450m e amostras de sedimentos superficiais não datados que serviram de base à carta de sedimentos superficiais SED5 editada pelo IH (2005). Já fora da área de estudo, embora ainda na sua proximidade, existem as amostras dragadas nos cruzeiros Hespérides de 1976 e 1978, algumas das quais foram datadas constituindo parte dos dados de referência usados na calibração dos modelos tectono-estratigraficos publicados para a região (Mougenot, 1988; Alves, 2002).

Como não se dispõem de amostras datadas que permitam calibrar a interpretação sísmica feita, optou-se por enquadrar as unidades sísmicas interpretadas recorrendo a dados de sísmica de reflexão de baixa resolução da indústria petrolífera e aos modelos tectono-estratigráficos publicados para este sector da plataforma.

### **Geração e visualização de superfícies de isópacas e isóbatas**

A modelação tanto das isolinhas de espessura das unidades sísmicas interpretadas (isópacas), como das isolinhas de profundidade das superfícies que limitam as unidades (isóbatas), são um importante instrumento na interpretação dos dados de sísmica. Com efeito, a análise da morfologia das superfícies definidas pela

interpolação das referidas linhas permite estudar a distribuição espacial e a geometria dos corpos sedimentares constituídos pelas unidades sísmicas. Acresce ainda que, da análise das paleo-topografias modeladas podem resultar relevantes inferências paleogeográficas.

As superfícies de isópacas e isóbatas foram modeladas em Ambiente Landmark utilizando os módulos SeisWorks e PowerView. Foi testada a geração de superfícies com diferentes parametrizações, concluindo-se que o método de interpolação e o espaçamento da grelha (tamanho da célula) eram os dois parâmetros que mais influenciavam os resultados obtidos. Uma vez que a densidade de dados (espaçamento das linhas sísmicas) é muito superior na área dos mosaicos 1 e 2 relativamente ao resto da área coberta, optou-se por produzir grelhas com maior resolução (tamanho de célula mais reduzido) na área dos mosaicos. De uma forma geral as superfícies finais foram produzidas com o módulo PowerView, utilizando o método de interpolação “B-spline Gridding”, com células de 100m na área dos mosaicos e células de 250m na totalidade da área com dados interpretados.

As superfícies interpoladas em ambiente Landmark foram exportadas para o sistema de informação geográfica (SIG) ArcGis 9.2 (ESRI), utilizando-se para o efeito a extensão AsciiToArcGridToll (biblioteca: AsciiToArcGridToll\_dos\_v9.dll)<sup>3</sup>. Esta extensão de uso livre para o SIG converte os ficheiros Ascii das superfícies importadas em ficheiros de grelhas (Grid's) no formato nativo do ArcGis.

Após terem sido importadas para o SIG ArcGis as superfícies foram convertidas de tempo (ms) para espaço (profundidades em m). Este procedimento teve como objectivo facilitar a caracterização e interpretação das superfícies modeladas, nomeadamente no que se refere à estimativa de declives e profundidades, bem como à sua comparação com outras superfícies ou estruturas. Face às particularidades inerentes às superfícies representativas da espessura de unidades, optou-se por não as converter em espaço, mantendo-se portanto em tempo (ms) as estimativas feitas relativamente à espessura das unidades. A conversão de superfícies modeladas em tempo para espaço foi feita considerando uma velocidade de 1500m/s, pelo que se considera que os valores obtidos correspondam a uma aproximação por defeito das profundidades reais.

Foram interpoladas isolinhas (isóbatas ou isópacas) para cada uma das superfícies e foram derivadas novas grelhas representativas da inclinação (em graus) das superfícies que tinham sido previamente convertidas em espaço.

De uma forma geral, os elementos cartográficos produzidos para cada superfície foram compilados em 2 mapas (A e B) compostos da seguinte forma:

- A. Duas grelhas sobrepostas: a grelha de profundidades da superfície (em m ou ms, referidos ao NM) com uma paleta contínua variando do vermelho (mínimo) ao azul (máximo) e uma grelha de declive da superfície (em graus) com uma paleta contínua de branco (mínimo) a preto (máximo) com uma transparência que variou caso a caso entre 50% a 25%. A estas duas grelhas foram ainda sobrepostas as isolinhas de profundidade da superfície e os elementos considerados relevantes para o enquadramento da área, nomeadamente batimétricas e linha de costa.

<sup>3</sup> Memorando “Procedimentos de importação de grids ZMAP para ArcGis Deskyp 9.x” de Henrique Duarte, para Grupo de Sísmica, 2009.

- B. Grelha de declives (em graus) representada com uma paleta discreta com 5 classes cujos intervalos foram ajustados de acordo com os histogramas da distribuição de valores na superfície. Foram ainda sobrepostas a esta grelha as linhas de sísmica de alta resolução interpretadas e as mesmas linhas relativas a dados de enquadramento que se utilizaram no mapa A.

### **4.3 Enquadramento tectono-estratigráfico da área**

Os primeiros trabalhos de referência sobre a estrutura interna e morfologia do troço da plataforma continental ao largo do estuário do rio Sado são os trabalhos realizados nas décadas de 1970 e 1980 por vários autores franco-portugueses, no âmbito dos quais foi produzida a carta geológica da plataforma continental à escala 1:1.000.000 (Boillot *et al.*, 1979; Vanney e Mougenot, 1981; Coppier, 1982; Coppier e Mougenot, 1982; Mougenot, 1985; Mougenot, 1988). Nestes trabalhos foi utilizado um grande número de perfis de sísmica de reflexão, que foram sendo adquiridos nos diversos cruzeiros científicos realizados na plataforma portuguesa. De entre esses cruzeiros destacam-se os cruzeiros Livra, Persin e Lusitanie por serem aqueles onde foram adquiridos mais dados no troço da plataforma compreendido entre a barra do Sado e o canhão de Setúbal, que delimitam a área de interesse definida para o presente trabalho (Figura 4.12). Entre o final dos anos 80 e os anos 90, sucederam-se novos trabalhos sobre esta área que se debruçaram mais sobre aspectos morfológicos e da cobertura sedimentar superficial da plataforma (Quevauviller, 1985; Quevauviller e Moita, 1986; Jouanneau *et al.*, 1998). A partir do ano 2000 surgiram novos trabalhos sobre este troço da plataforma, abordando a sua tectono-estratigrafia (Alves *et al.*, 2000; Alves, 2002; Alves *et al.*, 2003), reanalisada fundamentalmente com base em dados de baixa resolução da indústria petrolífera, nomeadamente as linhas GSI que são referidas neste trabalho. Em 2005 é publicada pelo Instituto Hidrográfico a folha SED5 da carta de sedimentos superficiais da plataforma nesta área (IH, 2005).

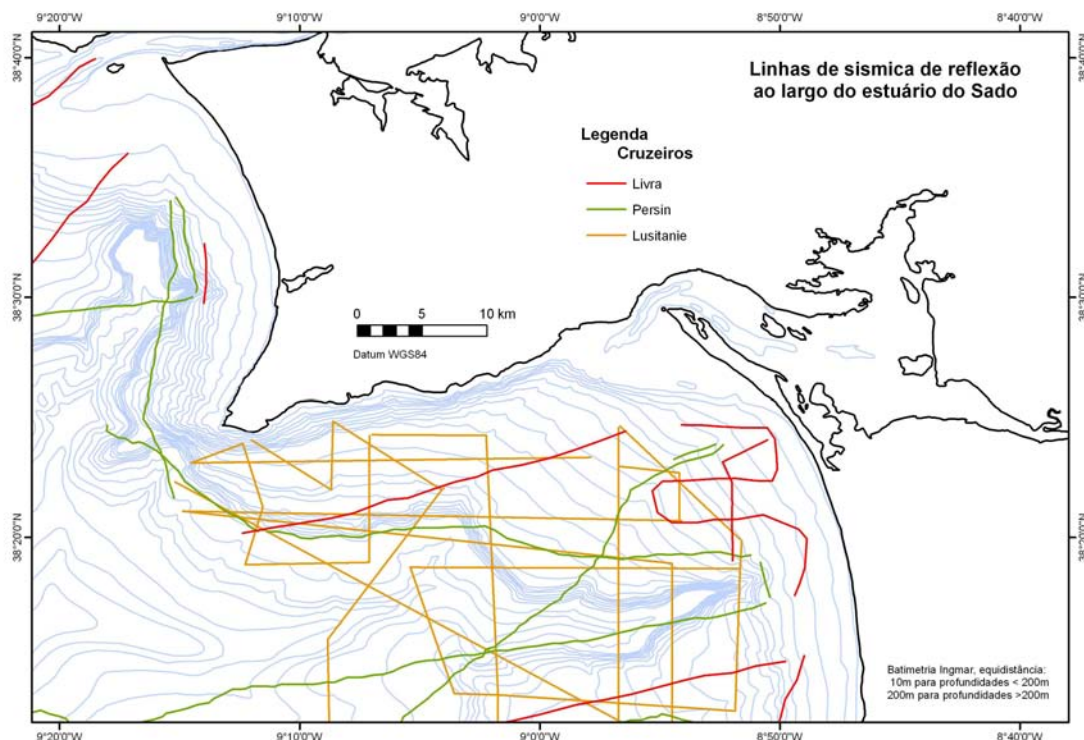


Figura 4.12 – Localização de linhas de sísmica de reflexão adquiridas ao largo do Estuário do Sado nas campanhas Livra, Persin e Lusitanie.

### 4.3.1 Sísmo-estratigrafia

Existem dois principais modelos sísmo-estratigráficos propostos para o Cenozóico da plataforma ocidental ao sul de Lisboa. O modelo proposto na década de 80 por autores franco-portugueses (Coppier e Mougénot, 1982; Mougénot, 1988) e o modelo proposto já nesta década por Alves (Alves *et al.*, 2000; 2002; Alves *et al.*, 2003). A correlação entre esses dois modelos foi definida por Alves *et al.* (2002) é sintetizada na Tabela 4.4. Estes dois modelos sísmo-estratigráficos excedem largamente o foco de interesse do presente trabalho, porquanto abrangem o Mesozóico e o Cenozóico, pelo que se irá fazer apenas uma descrição sucinta das principais unidades neogénicas consideradas nestes modelos.

Segundo Coppier e Mougénot (1982) A plataforma continental portuguesa ao Sul de Lisboa é constituída por um empilhamento complexo de séries sedimentares progradantes de idade neogénica e quaternária, onde se distinguem 4 sequências sedimentares. Essas sequências sedimentares, referidas da base para o topo por 1b, 1a'', 1a' e 1a (Mougénot, 1988), caracterizam-se por:

- 1b- Unidade transgressiva do Chatiano Superior ao Burdigaliano Inferior. Unidade constituída por níveis paralelos bem estratificados separados em duas séries por uma leve discordância e que cobrem uma superfície de aplanção Oligocénica (superfície 2a de Alves, 2003) afectada por falhas normais;
- 1a''-Níveis progradantes do Burdigaliano Superior ao Tortonian. A partir do Burdigaliano instala-se uma unidade oblíqua progradante para Sul, que se relaciona com o levantamento de áreas continentais, nomeadamente a cadeia

da Arrábida. A progradação para Sul exibida por esta unidade na área a Sul do canhão de Setúbal sugere que, à data, a cabeceira do canhão de Setúbal não interceptava o fluxo sedimentar de Norte para Sul;

- 1a'-Níveis progradantes e ravinamentos do Messiniano e do Plio-Plistocénico. Entalhe de duas gerações de canais, a primeira associada a ravinamentos de idade Messiniana e a segunda a ravinamentos de idade Plio-Plistocénica, originando os últimos uma rede de canais actualmente colmatados, que drenavam para os canhões submarinos locais. Nos interflúvios dos ravinamentos prossegue a edificação da plataforma por séries progradantes para Oeste.
- 1a- Sedimentos holocénicos. Sedimentos que fossilizam uma superfície de aplanção plistocénica e que se dispõem em camadas horizontais. A espessura desta unidade é superior a 5m e vai decrescendo da costa para o largo até terminar em *pinch-out*. A presença desta unidade associa-se à preservação dos sedimentos detríticos continentais induzida pelo incremento da profundidade e, conseqüente, maior espaço de acomodação que se associa à transgressão posterior ao último máximo glaciário. Este mecanismo de preservação dos sedimentos continentais deverá ter contribuído decisivamente para a formação dos pró-deltas fluviais, que se incluem nesta unidade, nomeadamente os pró-deltas associados as embocaduras dos rios Tejo e Sado.

Os pró-deltas referidos pelos autores e incluídos na unidade 1a, são particularmente relevantes para o presente trabalho, já que este se desenvolve na embocadura do rio Sado.

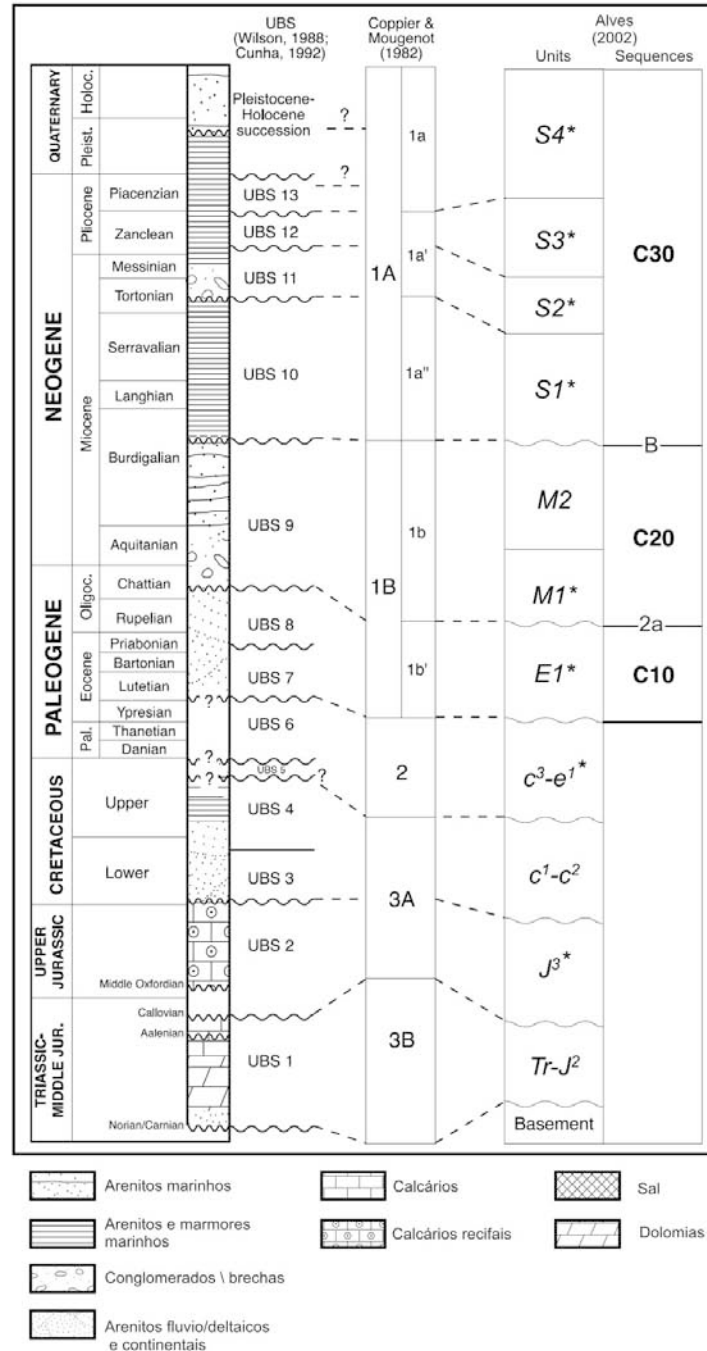
Segundo Mougenot (1985; Mougenot, 1988), embora os deltas sejam estruturas delicadas normalmente só preserváveis em ambientes subsidentes, a deposição de argilas fluviais resultantes de floculação electroquímica propicia uma diagénese rápida que pode potenciar a preservação destes corpos. Na plataforma portuguesa é possível reconhecer duas gerações de deltas fluviais que fossilizam uma superfície de aplanção (Coppier e Mougenot, 1982; Mougenot, 1985; Mougenot, 1988). Uma geração corresponde aos deltas que se encontram ligados à presente linha de costa e que se formaram de acordo com o actual nível do mar. A outra geração é constituída por deltas fósseis do início do Holocénico ou do Plistocénico final que se encontram actualmente preservados a cerca de 160m de profundidade.

Segundo Alves (2002; Alves et al, 2003) A estrutura sub-superficial da plataforma continental da margem SW portuguesa parece resultar de 3 fases tectónicas distintas pós-Mesozóico, que ficaram assinaladas como importantes descontinuidades estratigráficas no registo sedimentar. Ainda segundo este autor, a série sedimentar cenozóica da plataforma alentejana pode ser dividida em 3 sequências sísmicas (C10, mais antiga, a C30, mais recente), separadas por duas importantes descontinuidades referidas como as superfícies “2a” e “B” (Tabela 4.4).

A primeira fase de deformação é marcada pela superfície 2a, que separa as sequências sísmicas C10 e C20. Esta fase é contemporânea com a descida relativa do nível médio do mar do Oligocénico superior e relaciona-se com a deformação que conduziu ao dobramento generalizado da margem (orogénese Castelhana, Calvo et al., em Alves et

al., 2003). É nesta fase que se regista um primeiro período de incisão dos cânhões, nomeadamente do cânhão de Setúbal (Alves et al., 2003).

Tabela 4.4 - Tabela com a correlação das unidades sísmoestratigráficas de Alves (2002, 2003), Copier e Mougeonot (1982) e Cunha (1992). As unidades assinaladas com asterisco foram datadas. Adaptado de Alves (2003).



A segunda fase de deformação é marcada pela superfície B, que separa as sequências C20 e C30, e se correlaciona com o principal episódio de deformação Alpina no continente durante o Burdigaliano tardio (orogénese Neocastelhana, Cunha, 1992; Antunes et al., 2000 em Alves et al., 2003). Na plataforma continental a deformação associada a este episódio foi fraca, registando-se no entanto uma segunda fase de

incisão dos cânhões. O eixo dos canais associados a esta segunda fase de incisão é coincidente com os dos canais da fase anterior, ravinando os sedimentos que se tinham depositado no período que decorreu entre as duas fases.

A terceira fase de deformação que afecta esta margem relaciona-se com as fases tectónicas tardi-neogénicas (Bética), intra-messiana e intra-zancliana (Tortoniano superior a Pliocénico), e é a responsável pelo início da incisão dos actuais canais dos cânhões (Alves et al., 2003).

A sequência sísmica mais recente (C30) é composta por 4 unidades sísmicas (S1 a S4) que englobam sedimentos com idades compreendidas entre o tardi-Burdigaliano e o Plisto-Holocénico. A base da unidade mais antiga da sequência (S1) é constituída pela superfície B atribuída ao Burdigaliano tardio e sobre a qual assentam sedimentos datados do Serravaliano (dragagem H78-09, Mougenot, 1988 em Alves et al., 2000). Deste modo, a unidade S1 deverá corresponder a sedimentos de idade tardi-Burdigaliano a Serravaliano, possivelmente incluindo depósitos do Tortoniano inferior. A unidade S2 é correlacionada com sedimentos de idade tortoniana a messiniana, que preenchem pequenos canais. A unidade S3 é atribuída ao Pliocénico, possivelmente Zancliano, e a unidade mais recente S4 corresponde a sedimentos que vão do Pliocénico superior (Placenciano) até ao recente.

Entre várias unidades definidas por Alves (2000; 2002; 2003), a mais relevante para o presente estudo é a mais recente, já que é aquela que poderá incluir algum registo da evolução da plataforma desde o último máximo glaciário. Nesse sentido, segue-se uma descrição um pouco mais detalhada da referida unidade.

A unidade sísmica mais superficial da plataforma Alentejana definida por Alves é referida como a unidade S4 (Alves, 2002; Alves et al., 2003), ou como unidade 1 (Alves et al., 2000). Trata-se de uma unidade com uma espessura que varia entre 50 e 150ms (tempo duplo), com reflexões internas de baixa amplitude a semi-transparentes, irregulares e sub-horizontais, que terminam em *baselap* numa superfície regular de alta amplitude que define a base da unidade. A unidade é interpretada como correspondendo a sedimentos hemipelágicos e turbiditos, amostrados (dragagem H78-11 de Mougenot, 1988 em Alves et al., 2000) e datados do Pliocénico superior (Placenciano). Esta unidade é correlacionada pelo autor com a UBS (*Unconformity-Bounded Sequences*) 13 definida por Cunha (Cunha, 1992 em Alves et al., 2000), embora se reconheça que por vezes a unidade S4 é coberta por depósitos mais recentes que a UBS13 cuja espessura está no entanto abaixo da resolução dos dados utilizados.

Por cima da UBS13 segue-se uma sequência sedimentar plisto-holocénica marcada fundamentalmente pela sucessão de glaciações, e consequentes variações do nível do mar, que caracterizam este período e que são responsáveis pelo actual modelado da plataforma continental (Dias *et al.*, 2000; Alves, 2002).

#### **4.3.2 Tectónica**

Segue-se uma breve menção aos principais sistemas de falhas que estão referenciados na área de estudo, tanto na zona costeira como ao largo.

Segundo Ribeiro et al (1979) os sedimentos da bacia do Sado e orla litoral são quase exclusivamente afectados por falhas que se agrupam em 3 sistemas principais, a saber:



- O sistema NE-SW, o mais importante e que é paralelo à grande maioria das falhas tardi-hercínicas, afectando sem dúvida os sedimentos Plio-Quaternários;
- O Sistema N-S com falhas posteriores ao Miocénico e que rejogam até à actualidade;
- O Sistema WNW-ESE.

Os sistemas NE-SW e N-S podem-se considerar ambos como parcialmente responsáveis pela elevação de praias e terraços quaternários.

Reconhecem-se ainda em terra duas falhas importantes que poderão ter continuidade na plataforma, nomeadamente:

- Falha de Grândola, com direcção WNW-ESE e que possivelmente se prolonga até ao canhão de Setúbal, consiste num desligamento esquerdo de idade varisca, reactivado como normal (Coppier, 1982; Coppier e Mougén, 1982; Mougén, 1988; Cabral, 1995) e que deverá ter actividade plio-quaternária com uma taxa de actividade estimada em 0,06mm/ano a 0,075mm/ano nos últimos 2,5 a 2 Ma.(Cabral, 1995).
- Falha Setúbal Pinhal Novo, aproximadamente N-S que marca o limite sudeste da bacia Lusitaniana, distensiva durante o Mesozóico e com movimentação de desligamento sinistrógiro durante a compressão alpina, delimitando a leste a cadeia da Arrábida (Kullberg et al., 2000) (Figura 4.13).

A cadeia da Arrábida, localizada no bordo Sul da península de Setúbal, constitui a mais importante estrutura regional da tectónica de inversão do Miocénico (Kullberg et al., 2000). É possível distinguir pelo menos dois episódios compressivos principais na deformação que afecta a serra da Arrábida: O primeiro intra Burdigaliano (21,8-16,6 Ma) e o segundo no Tortoniano Superior (~8-6,5 Ma) (Kullberg et al., 2000). A cadeia da Arrábida estende-se por mais de 30 km segundo a direcção ENE-WSE, prolongando-se na plataforma continental a Oeste do Cabo Espichel. O seu limite ocidental é definido pela falha de Setúbal Pinhal Novo, enquanto o seu limite meridional se associa a uma falha muito inclinada de direcção aproximadamente E-W a ENE-WSW, que se deverá localizar na plataforma continental, delimitando a Sul um alto estrutural do soco varisco individualizado durante a tectónica de rifting mesozóico (Kullberg et al., 2000) (Figura 4.13). Este acidente tectónico é usualmente referido como a Falha da Arrábida e embora ainda não tenha sido possível confirmá-lo directamente, a sua presença é deduzida pelo estilo tectónico de cavalgamentos peliculares retrogradantes e pela redução de espessura da série sedimentar Mesozóica a sul da cadeia da Arrábida. Efectivamente a espessura desta série sedimentar nesta cadeia é da ordem de 2,5km a 3km, testemunhada pelas unidades aflorantes, enquanto na plataforma continental a Sul da cadeia é da ordem de 1km, testemunhada pela sondagem Golfinho (Figura 4.2) (Kullberg et al., 2000).

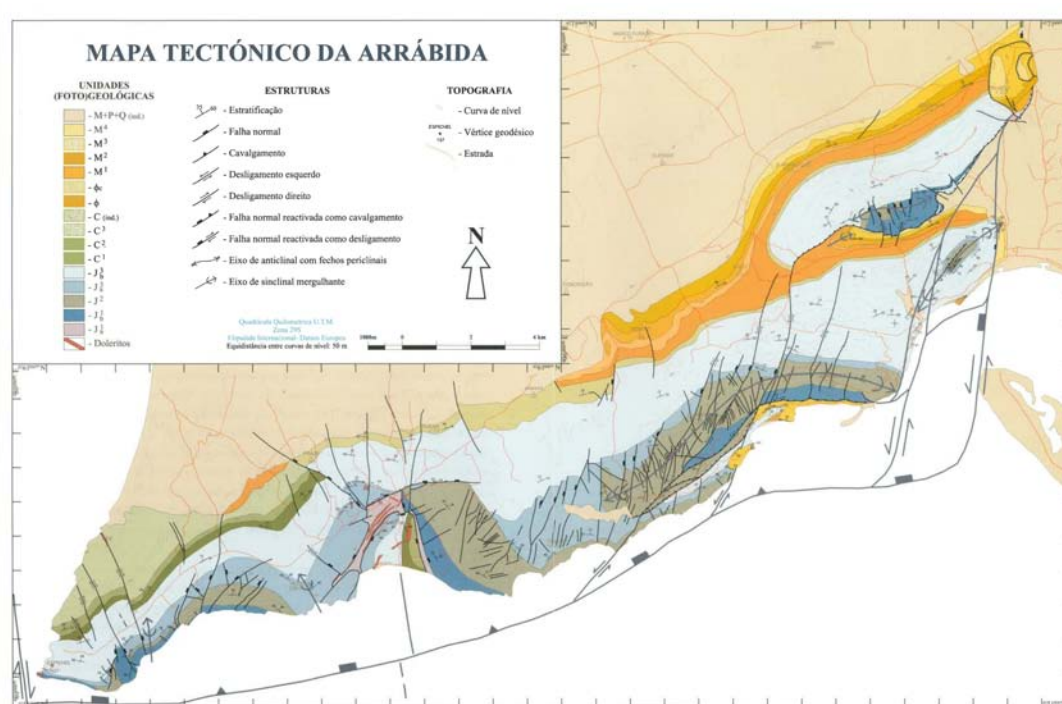


Figura 4.13 – Mapa tectónico da Arrábida (Kullberg et al., 2000). Destacam-se as falhas da Arrábida e de Setúbal Pinhal Novo, que limitam a Sul e Este, respectivamente, a cadeia montanhosa da Arrábida

Relativamente às principais estruturas identificadas no mar conclui-se que o esporão de Sines divide a plataforma continental alentejana em duas zonas distintas de acordo como as suas principais características estruturais (Alves et al., 2000). Caracterizando-se o sector Norte por uns sistema de falhas principais de NNW-SSE a NW-SE tal como na cadeia da Arrábida.

A baía de Setúbal é dividida em dois sectores por uma falha de direcção N160 (Mougenot, 1988), que se localiza ao largo de Sesimbra (SGP, 1992). O bloco a muro, a Oeste, é coberto por um emaranhado de paleo-vales encaixados nos estratos mesozóicos da cadeia da Arrábida e os estratos deformados do Miocénico Inferior. A Leste encontram-se apenas os paleo-canais quaternários que se ligam ao canhão de Setúbal, na cabeceira dos quais se encontram os níveis do Pliocénico cobertos pelos sedimentos holocénicos associados ao delta do Sado (Mougenot, 1988).

### 4.3.3 Linhas sísmica GSI e poço Golfinho

O trabalho de rasterização e transformação para o formato SGY das linhas SGI realizado por Batista (2009) permitiu que se importassem para o projecto de interpretação sísmica já criado em Landmark algumas destas linhas sísmicas. O facto de poder importar estas linhas para o projecto de interpretação Landmark existente incrementou muito o seu interesse para o presente trabalho porque 1) permitiu

melhorar muito a sua correlação espacial com os dados Tesa e SGR interpretados, tanto no plano horizontal (XY) como em profundidade (Z); 2) Permitiu visualizar os dados a diferentes escalas. Face ao carácter regional de muito maior extensão e penetração dos perfis de reflexão sísmica multi-canal GSI, a possibilidade de comparar directamente os dados a diferentes escalas vertical e horizontal revelou-se particularmente importante, permitindo contextualizar do ponto de vista cronostratigráfico e tectónico os dados de sísmica de reflexão mais locais e de mais alta resolução, Tesa e SGR, utilizados neste estudo. Embora a digitalização não permita aumentar a resolução dos dados, ao possibilitar a sua visualização a uma escala semelhante á dos restantes dados, incrementa substancialmente a capacidade de extrair mais informação e de a correlacionar com os restantes tipos de dados.

As linhas GSI foram utilizadas apenas com o objectivo de enquadrar do ponto de vista tectono-estratigráfico os dados de alta resolução em que o presente trabalho se focaliza. Dado que a penetração das linhas GSI excede largamente a das linhas de alta resolução utilizadas, apenas se consideraram os dados relativos ao primeiro segundo das linhas GSI.

O principal nível de referência utilizado para a calibração da interpretação das linhas GSI, foi a base da 1ª unidade clástica definida no poço Golfinho-1, que ocorre aos 636m de profundidade (relativamente ao NMM) e corresponde à transição entre o Miocénico médio e o Miocénico inferior (contacto Mio2-Mio1). No log deste poço são ainda assinalados dois eventos acima do referido nível de referência que se consideraram relevantes. Esses dois eventos, referidos por ordem decrescente de profundidade são o primeiro nível de calcário micrítico e a primeira amostra recolhida, que foi atribuída ao Miocénico médio. Para estimar os tempos duplos correspondentes a estes eventos nas linhas de sísmica foram utilizados dois conjuntos de velocidades (Tabela 4.5 e Tabela 4.6). Uma das velocidades utilizadas foi o valor médio de 2000 m/s, considerado frequentemente para sedimentos do Neogénico (Matias, 2002). O outro conjunto de valores de velocidade considerado variou de 3331m/s a 2286m/s e resultou de velocidades intervalares propostas especificamente para o poço Golfinho (Alexandra Afilhado e Luís Matias, comunicação oral). Utilizando estes dois conjuntos de velocidades converteram-se as profundidades dos referidos eventos do poço Golfinho para tempos duplos. Utilizando os dois conjuntos de velocidades, resultaram intervalos (em tempo duplo) para cada um dos eventos referidos. Esses intervalos em tempo duplo foram projectados nas linhas sísmicas que intersectam o poço, permitindo a sua correlação com os horizontes interpretados (Figura 4.15).

Desde o fundo do mar até ao reflector correlacionado com o nível de referência correspondente ao contacto entre o Miocénico médio e o Miocénico inferior (Mio2 e Mio1) assinalado no poço Golfinho, distinguiram-se 5 unidades sísmicas, referidas por GSI1 a GSI5, da mais recente para a mais antiga. Os reflectores que correspondem as superfícies que limitam essas unidades foram igualmente numerados de 1 a 5 (Figura 4.15).

As características gerais das 5 unidades interpretadas nas linhas GSI são sumariadas na Tabela 4.7. A idade de cada unidade (Tabela 4.8) foi estimada com base nos dados do poço Golfinho-1 (Tabela 4.6 e Figura 4.16) e por correlação com unidades sísmo-estratigráficas definidas para a plataforma continental alentejana em trabalhos anteriores (Coppier e Mougnot, 1982; Alves *et al.*, 2000; Alves, 2002; Alves *et al.*, 2003) (Tabela 4.4).

Tabela 4.5 –Litoestratigrafia dos níveis mais superficiais (1ª unidade clástica) do poço Golfinho, respectivas profundidades e velocidades intervalares consideradas.

Profundidade NMM (m)	Litoestratigrafia	Velocidade (ms)	
		V1	V2
0-108	Água do mar	1490	1490
108-556	Silte a areia fina com inter-estratificação de finos níveis argilosos	2286	2000
556-636	Calcário micrítico inter-estratificado com <i>marls</i> <sup>4</sup>	3331	

Tabela 4.6 – Cálculo do tempo duplo em milissegundos (ms) associado a eventos que são referidos no log da sondagem Golfinho-1 relativamente ao nível médio do mar (NMM).

Eventos registados no log	Profundidade NMM (m)	Tempo duplo (ms)	
		V1	V2
Fundo do mar	108	145	145
1ª Amostra (dentro do Mio2)	452	446	420
Calcário micrítico	556	536	503
Contacto do Mio2 com Mio1	636	585	567

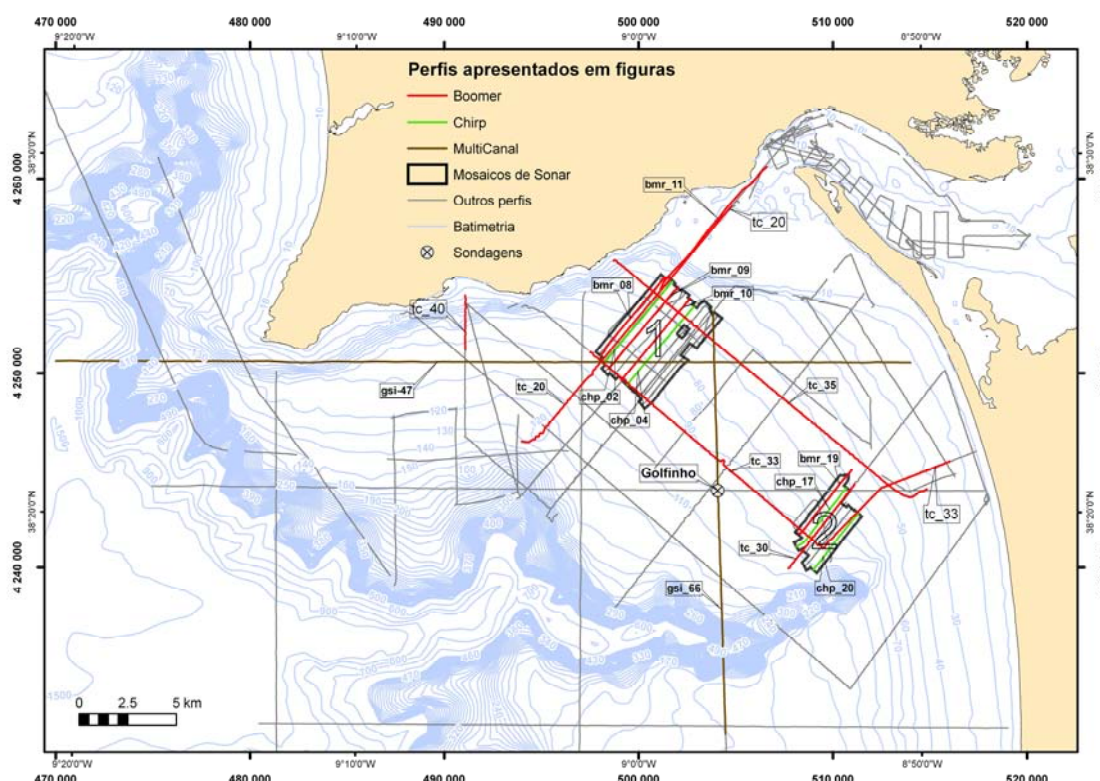


Figura 4.14 – Localização das linhas SGI apresentadas. Para enquadramento da área apresentada neste mapa ver mapa da Figura 4.2

<sup>4</sup> mistura de sedimentos argilo-siltosos com carbonatos de cálcio e magnésio, por vezes com restos de conchas. Pode-se formar em ambientes marinhos ou de água doce (The American Heritage® Science Dictionary Copyright © 2005 by Houghton Mifflin Company. Published by Houghton Mifflin Company)

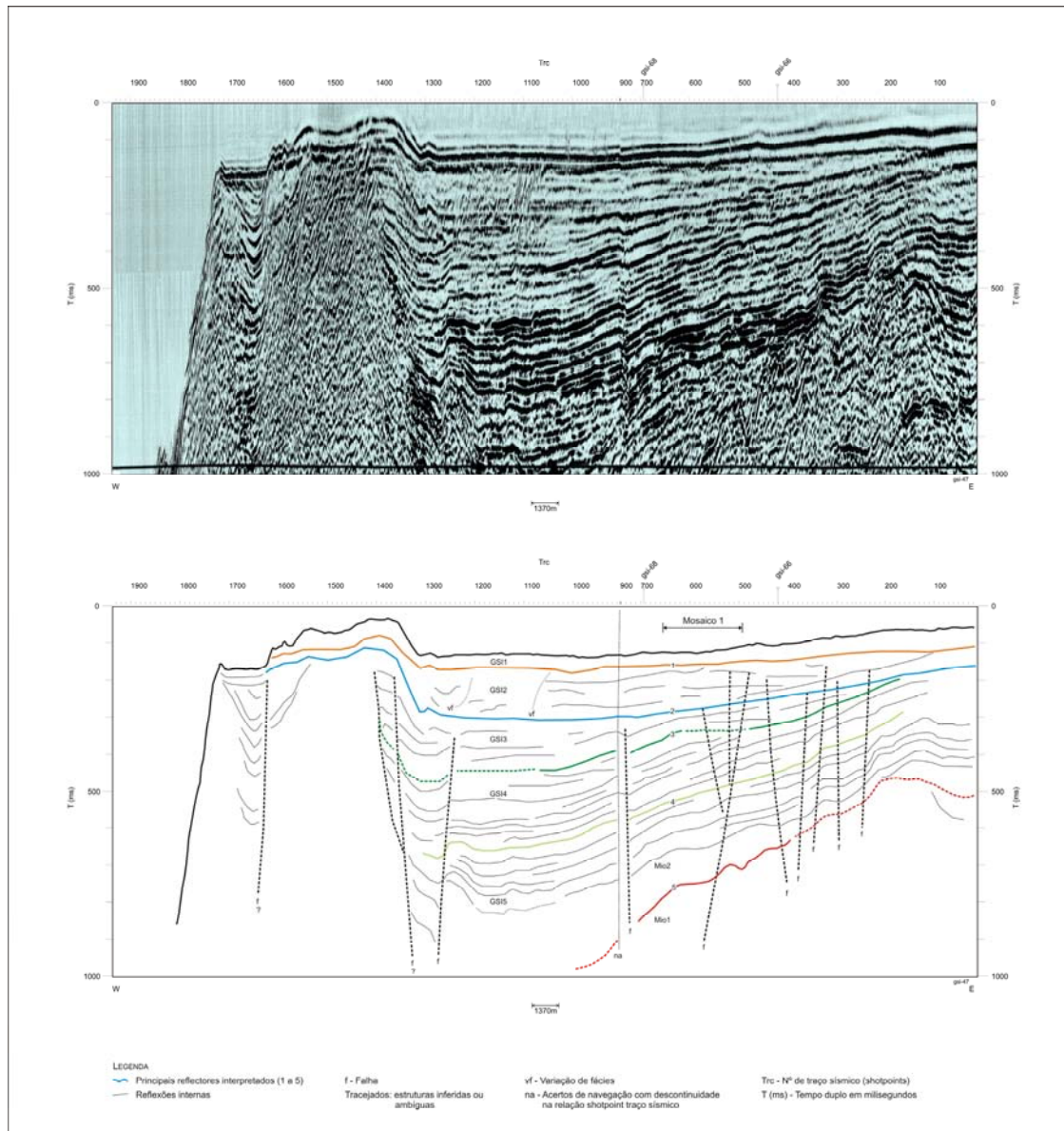


Figura 4.15 – Segmento da linha GSI-47 com e sem interpretação. Para localização da linha ver Figura 4.14



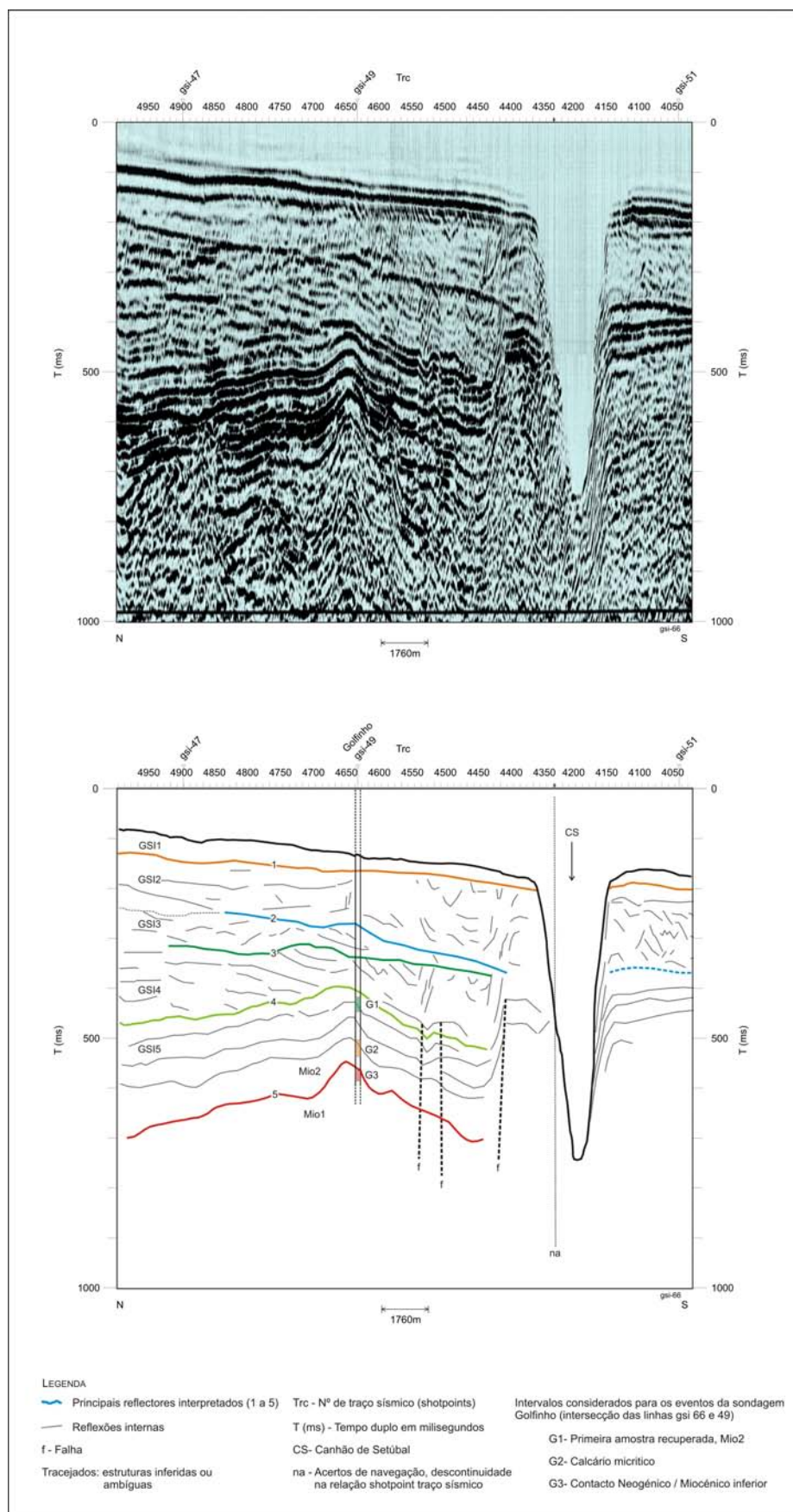


Figura 4.16 – Segmento da linha GSI-66 com e sem interpretação. Para localização da linha ver Figura 4.14

Tabela 4.7 – Características principais das unidades consideradas nas linhas GSI interpretadas.

Unidade	Reflexões base-topo	Carácter acústico	Observações
GSI1	1-fundo do mar	Base bem delimitada por reflexão de elevada amplitude e boa continuidade. Unidade transparente, raramente com reflexões horizontais de baixa amplitude	Espessura geralmente entre 20-50ms (tempo duplo)
GSI2	2-1	Base bem delimitada (provavelmente erosiva) constituída por reflexão com amplitude elevada, marcada por terminações em onlap de reflexões paralelas de baixa amplitude, sub-horizontais ou pouco inclinadas para o largo. Localmente a unidade passa a transparente ou com reflexões caóticas	Unidade com importantes variações laterais de facies; espessura geralmente entre 150-50ms (tempo duplo)
GSI3	3-2	Reflexões de amplitude média a baixa com continuidade variável terminações em baselap	Unidade essencialmente progra-dante
GSI4	4-3	Reflexões junto à base de amplitude elevada, passando para o topo a amplitude média a baixa, com continuidade variável e terminações em downlap	Unidade essencialmente progra-dante;
GSI5	5-4	Reflexões paralelas com amplitude elevada e boa continuidade	Unidade correlacionada com a série de carbonatos (margas) e calcário micrítico do poço Golfinho (Mio2). 1ª Reflexão forte abaixo do topo correlacionada com a 1ª amostra do poço Golfinho e reflexão interna muito continua correlacionada com 1º nível de calcário micrítico

Tabela 4.8 – Idades estimadas para as unidades consideradas para as linhas GSI interpretadas e sua possível correlação com outras unidades sísmicas definidas na área.

Unidade	Idade estimada da base	Possível correlação com outras unidades		
		Alves (2002,2003)	Coppier e Mougenot (1982)	UBS, Cunha (1992) <sup>1</sup>
GSI1	Plisto-holocénico ?	S4	a	Série Plisto-holocénica ?
GSI2	Pliocénico Sup (Placenciano)	S4	a	13
GSI3	Pliocénico Inf. (Zancliano)	S3	a'	12
GSI4	Miocénico Sup. (Tortoniano)	S2	a'	11
GSI5	Miocénico Méd. (Burdigaliano Sup a Langhiano Inf.)	S1	a''	10

<sup>1</sup> em (Alves, 2002)

A superfície 5 é marcada na sísmica por uma reflexão de amplitude elevada e continuidade mediana e é correlacionada com a transição entre o Miocénico Inferior e Médio assinalada no poço Golfinho. A superfície 4 é marcada por terminações em *downlap* das reflexões sobrejacentes, e constitui uma reflexão de amplitude elevada a



moderada, geralmente com uma boa continuidade lateral. A unidade GSI5, limitada na base e no topo pelas superfícies 5 e 4, respectivamente, é caracterizada por reflexões paralelas de elevada amplitude e continuidade que se correlacionam com os níveis de calcário micrítico inter-estratificado com margas (mistura de sedimentos argilo-siltosos com carbonatos de cálcio e magnésio, por vezes com restos de conchas e que se pode formar em ambientes marinhos ou de água doce) referidos no poço Golfinho e atribuídos ao Miocénico Médio.

A superfície 3 é uma descontinuidade definida entre duas unidades essencialmente prográdantes com fácies sísmicas muito semelhantes, GSI4 e GSI3. Esta superfície é marcada por terminações em *baselap* das reflexões sobrejacentes, tem uma amplitude média e fraca continuidade lateral. A superfície 2, que marca o topo de GSI3, é indicada por uma reflexão de amplitude elevada e boa continuidade, marcada por terminações em *onlap* ou mais raramente em *downlap* das reflexões sobrejacentes. As unidades GSI4 e GSI3 caracterizam-se por ter reflexões inclinando para o quadrante SW, com continuidade variável e amplitude mediana a baixa. As idades propostas para as unidades GSI4 e GSI3 são o Miocénico superior e o Pliocénico inferior por correlação com as unidades de Alves (2002, 2003) S2 e S3, respectivamente.

A superfície 1 trunca as reflexões subjacentes e é representada por uma reflexão sub-horizontal com boa continuidade e amplitude elevada. A unidade GSI2 caracteriza-se por ter variações de fácies importantes, que contrastam entre zonas de reflexões paralelas sub-horizontais de baixa a média amplitude com terminação em *onlap* e zonas com reflexões caóticas ou transparentes. Esta unidade é ainda marcada em alguns locais por difracções que aparentemente têm origem junto ao seu topo (e.g. linha GSI47, Figura 4.15), tem uma espessura que varia normalmente entre 50ms e 150ms (tempo duplo) e é correlacionada como a unidade S4 de Alves (2002, 2003).

A unidade GSI1 é limitada pela superfície 1 e pelo fundo do mar, neste registo sísmico esta unidade é transparente, detectando-se apenas raras reflexões sub-horizontais de muito baixa amplitude. A espessura da unidade tende a diminuir para o largo, variando normalmente entre 20ms e 50ms. As características gerais desta unidade, nomeadamente: 1) base sub-horizontal bem definida e aparentemente erosiva, 2) espessura adelgaçando para o largo e 3) aparente homogeneidade interna são compatíveis com a sua interpretação como correspondendo uma cunha sedimentar plisto-holocénica associada às variações relativas do nível médio do mar que marcaram este período. Nesse sentido, é expectável que esta unidade encerre o registo sedimentar associado ao último ciclo eustático e, em particular, os sedimentos depositados após o último máximo glaciário há cerca de 18.000 anos, cuja história se pretende reconstituir com o presente trabalho.

#### **4.4 Sísmica de alta resolução**

A partir da interpretação feita dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução foram individualizadas 3 superfícies de descontinuidade principais referidas por S1, S2 e S3, que individualizam 4 unidades sísmicas referidas por US1, US2, US3 e US4. Foram ainda individualizadas sub-unidades no interior de cada uma das 4 unidades sísmicas referidas e foi identificada uma quinta unidade (US5) que apenas foi sumariamente descrita, face à sua reduzida expressão espacial e à baixa penetratividade do sinal sísmico (Tabela 4.9).

Segue-se uma descrição das 4 principais unidades sísmicas definidas. Na descrição de cada unidade inclui-se a descrição das principais superfícies que a delimitam, das descontinuidades internas e respectivas sub-unidades, bem como das estruturas notáveis consideradas relevantes. No final da descrição das unidades consideradas é feita uma breve síntese da sísmo-estratigrafia adoptada e são apresentadas figuras referentes a 9 dos perfis de sísmica de reflexão adquiridos com o sistema Boomer, bem como um mapa representativo das zonas de afloramento das diversas unidades sísmicas

Após a descrição das unidades sísmicas, são apresentadas e descritas as principais superfícies que se interpolaram a partir dos reflectores sísmicos interpretados, a fim de representar as espessuras e as profundidades da base e topo das unidades sísmicas. Ainda no âmbito da descrição destas superfícies são também apresentadas imagens referentes a 4 linhas de GeoChirp1 (dados de Chirp e de sonar de varrimento lateral) adquiridas nas áreas dos mosaicos 1 e 2.

#### 4.4.1 Unidade sísmica 1 – US1

A unidade US1 corresponde ao corpo sedimentar que constitui a elevação batimétrica localizada na área da barra do estuário do Sado e que usualmente se refere como correspondendo ao actual delta de vazante do estuário do Sado. US1 constitui um banco sedimentar com uma espessura máxima de cerca de 45ms (~35m), que é limitado a topo pelo fundo do mar e na base pela superfície S1 (linha bmr11, Figura 4.18). Esta superfície só é claramente identificável na área ao largo do lobo frontal do delta. Nessa zona, a superfície aparentemente não é erosiva e é marcada por uma reflexão de média amplitude que inclina para o largo e que deixa de se conseguir seguir a uma profundidade de cerca de 60m. O facto de a superfície só ser claramente identificável em apenas duas linhas (linhas bmr11 e tc20, Figura 4.18 e Figura 4.19, respectivamente) levou a que a sua relação geométrica com as unidades anteriores não fosse claramente identificado, deixando-se em aberto 3 hipóteses; 1) a superfície prosseguir para o largo coincidindo com S2, 2) terminar contra o fundo do mar, ou 3) terminar em *downlap* sobre a superfície S2. A dificuldade no reconhecimento da superfície S1 na zona para o interior do lobo frontal do delta deve-se ao aumento da espessura da coluna sedimentar sobrejacente e ao facto de S1 se encontrar abaixo da reflexão múltipla do fundo. Nesta área, a base desta unidade, a superfície S1, foi inferida pela terminação em *downlap* das reflexões sobrejacentes, deduzindo-se com base nesse critério que a sua geometria deverá ser um pouco menos inclinada do que na zona mais externa. Ressalva-se no entanto que o grau de confiança na identificação da superfície S1 nesta área é baixo, podendo a aparente terminação dos reflectores sobrejacentes ser provocada pela atenuação do sinal em profundidade e/ou pela modificação de geometria associada à transição entre o domínio das clinofórmias frontais (*foresets*) e de fundo (*bottom sets*).

Identificaram-se 6 subunidades da unidade US1, referidas do topo para a base por: US1a, US1b, onde se distinguem duas fácies referidas por US1b' e US1b'', US1c, US1d e US1e. A relação estratigráfica desta última subunidade com as restantes não é muito clara, já que US1e se posiciona para o largo do lobo frontal do delta, correspondendo provavelmente a uma fácies distal condensada, que eventualmente poderá abarcar uma parte significativa, senão todo o período temporal abrangido pelas restantes subunidades.

Tabela 4.9 – Tabela síntese da sismo-estratigráfica definida, referindo as principais características das discontinuidades e subunidades sísmicas

Horizontes guia e Superfícies de descontinuidade	Unidades	Sub-unidades	Espessuras Min-Max (ms)		Forma externa	Características das descontinuidades	Características das subunidades	Observações	Linhas com exemplos tipo	
			Unid	Sub-unid						
Fundo do mar										
hz03	US1	US1a	0-45	0-6	Laminar	Superfícies de carácter erosivo, marcada por reflexão sub-horizontal que ocorre a uma cota próxima da base das formas de fundo e se caracteriza por uma amplitude elevada e uma continuidade lateral irregular.	Transparente com raras reflexões que terminam em downlap		bmr11, tc20	
hz06				US1b	5-40	Cunha espessando na direcção do mar	Descontinuidade com uma geometria convexa e carácter erosivo na zona culminante e, provavelmente, para o lado de terra. A zona culminante da convexidade da superfície ocorre a meio do perfil transversal do delta e constitui uma área particular onde a superfície do delta adquire a sua cota mais baixa e ocorre a transição (contacto lateral) entre as duas fácies reconhecidas em US1b	Alternância entre zonas transparentes e zonas com grupos de reflexões progradantes oblíquas a oblíquas tangenciais com amplitude e frequência elevadas e que terminam em downlap sobre S1	Com paleocanais no topo, passando lateralmente para US1b	bmr11, tc20
					3-15	Cunha espessando na direcção de terra		Reflexões muito penetrativas de elevada amplitude, onduladas, sub-horizontais e que terminam em onlap sobre a base da subunidade ou em discordâncias internas.	Com paleocanais no topo. Essencialmente agradante, passando lateralmente para US1b	bmr11
hz08		US1c		0-8	Lobular, (lenticular a sigmoide?)	Superfície erosiva sub-horizontal a pouco inclinada para o largo, com baixa continuidade lateral	Reflexões de amplitude média a elevada com geometria irregular, essencialmente oblíquas progradantes e com terminações em downlap.	O topo é entalhado pela subunidade US1b (contacto erosivo)	bmr11	
US1d				0-23	Lenticular	Superfície de downlap, aparentemente não erosiva e claramente identificável apenas na proximidade do delta de vazante do estuário. A superfície é marcada por uma reflexão de média amplitude que inclina para o largo e deixa de se conseguir seguir a uma profundidade de cerca de 60m.	Reflexões de amplitude média a elevada, com geometria complexa, várias descontinuidades internas e variações laterais de fácies. Facies externa (a SW) com reflexões que inclinam para o mar e terminam em downlap, facies interna (a NE) com reflexões sub-horizontais que terminam em onlap sobre descontinuidades internas que inclinam para terra (para NE)		bmr11, tc20	
		hz15 / S1		US1e	0-7	Cunha espessando na direcção de terra		Reflexões de média amplitude e boa continuidade que inclinam para o largo e a tendem a horizontalizar-se para o topo da subunidade. A terminação das reflexões em baselap sobre S1		bmr11, tc20
hz18	US2	US2a	0-10	0-7		Superfície de toplap (erosiva?), com terminação em onlap e má representação espacial, ocorrendo geralmente associada a quebras de declive de S2	Essencialmente agradante (ou retrogradante?), quase sempre transparente, com raras reflexões que terminam em onlap ou, mais raramente, em downlap		tc20, tc35	
hz20 / S2		US2b		0-6	Tabular irregular, por vezes preenchendo depressões	Superfície erosiva com carácter regional. Inclina para SW em direcção ao bordo da plataforma, por vezes é aforante e termina contra o fundo do mar por volta dos 120m de profundidade. Com uma elevada continuidade lateral, mas morfologia e carácter acústico irregulares. A morfologia é geralmente aplanada, marcada por zonas onduladas e quebras de declive que definem patamares	Essencialmente progradante com reflexões oblíquas pouco inclinadas que terminam em downlap sobre S2	Bem preservada a cerca de 95m de profundidade, numa área limitada por elevações de S2	tc33, bmr10	
hz21	US3	US3a	0-28	0-8	Irregular (tabular?)	Superfície erosiva marcada por reflexão de média a alta amplitude e morfologia irregular.	reflexões com amplitude média a alta e continuidade lateral média a baixa. A geometria das reflexões é variável podendo-se estas apresentar paralelas sub-horizontais a desordenadas (hummocky).	Por vezes com paleocanais na base	bmr08, bmr09	
hz22		US3b		0-7	Forma de preenchimento	Superfície identificada apenas na zona central do depocentro 1. A sua morfologia e carácter acústico são muito variáveis, destacando-se áreas onde adquire elevada amplitude e um carácter ondulado cujos topos provocam pull-up nas reflexões subjacentes	praticamente transparente, com raras reflexões sub-horizontais de baixa amplitude		bmr10, tc35	
hz24		US3c		0-16		Superfícies erosivas marcadas por reflexões de elevada amplitude, pouco inclinadas para o largo, que são cortadas pelo fundo do mar e que para o interior se atenuam perdendo-se frequentemente.	Reflexões paralelas, por vezes onduladas, com variações laterais de fácies. Facies externa (para SW) com reflexões que inclinam ligeiramente para o largo, mais aplanadas e de maior amplitude; facies interna (para NE) mais transparente, com reflexões que acompanham geralmente a morfologia geral da base da unidade.	Horizontes guia internos hz24 e hz26	tc20, tc35, bmr08	
hz26										
hz28		US3d		0-12	Irregular, tabular a formas de preenchimento		Superfície erosiva identificável na maioria das linhas mas com menor representação espacial que S2 que a corta. A intersecção de S2 e S3 ocorre ao largo a profundidade de ~94m e do lado de terra a ~ 50m. Boa continuidade lateral, marcada por uma reflexão de amplitude elevada, com morfologia e características acústicas variáveis. Na zona mais externa, inclina para o largo e é geralmente aplanada, embora por vezes com ligeiras ondulações. Na zona mais interna é mais irregular, com ondulações e/ou quebras de declive que podem ser estruturalmente controladas. A maior depressão desta superfície é designada por depocentro 1	Transparente, junto à base clinoformas que terminam em downlap sobre S3, iniciando uma tendência progradante para o largo	Estruturas r	tc20, tc35, bmr09
hz30 / S3										
hz31	US4	US4a	?	0-9	Tabular	Superfície com reduzida expressão espacial e que termina em onlap sobre hz32				
hz32						Superfície de onlap, identificável apenas em algumas das linhas normais à maior inclinação da plataforma	Reflexões sub-horizontais a ligeiramente inclinadas para o largo de amplitude média a elevada. Para o largo as reflexões terminam contra o fundo do mar e, para terra, terminam em onlap (onlaps sobre hz32, quando visível)	Horizontes guia internos hz31 e hz32, sendo hz32 uma superfície de onlap	tc20, bmr09	
hz33						Superfície marcada por uma reflexão com boa continuidade, alta a média amplitude e que é cortada por S3 do lado de terra, terminando ao largo contra o fundo do mar.				
hz35		US4b		0-15	Cunha espessando para o largo	Superfície de descontinuidade interna marcada por reflexão de baixa a média amplitude	Reflexões de média a baixa amplitude que inclinam para o largo e terminam em downlap sobre hz36, constituindo um corpo essencialmente progradante	Horizonte guia interno hz35	tc20, bmr09	
hz36							Superfície de downlap, marcada por uma reflexão de baixa a média amplitude que termina em onlap contra hz38			
hz38		US4c		0-10		Superfície erosiva marcada por uma reflexão com uma geometria irregular, caracterizada por ondulações com um comprimento de onda muito variável (na ordem das centenas de metros)	Reflexões de baixa amplitude, que terminam em onlap sobre hz38, preenchendo as depressões associadas as irregularidades de hz38		tc20, bmr09	
hz39		US4d		?				Reflexões com geometrias variáveis que na sua globalidade tendem a inclinar para o largo	Com corpos sedimentares retrogradante	tc20, bmr09
hz40										
hz45										
hz50										
	US5		?	?	Superfície irregular marcada por reflexão com amplitude elevada	Reduzida penetração do sinal sísmico, zona superficial marcada por reflexões caóticas com amplitude elevada		Tc40, bmr21 e bmr22		

#### 4.4.1.1 Subunidade sísmica 1a – US1a

A subunidade US1a ocorre associada às formas de fundo que caracterizam a zona externa da superfície do principal canal que atravessa o delta de vazante. Estas dunas submarinas ocorrem fundamentalmente na metade mais externa do canal e constituem formas de fundo assimétricas com vergência para o largo e dimensões que atingem comprimentos de onda de aproximadamente 160m e alturas de 3,5m. Para a zona mais interna do delta estas formas de fundo vão-se esbatendo, tornando-se progressivamente mais simétricas e com menor amplitude. Na metade mais interior do delta de vazante a subunidade US1a não foi reconhecida. Se existir nessa zona, deverá ter uma espessura abaixo do limiar de resolução do sistema utilizado ou estar oculta pela convolução provocada pela ressonância originada pela reflexão do fundo do mar. Note-se que a zona do delta para o interior da qual se deixa de reconhecer US1a (~ traço 4500 de bmr11, Figura 4.18) coincide com o acréscimo da profundidade do canal de vazante para além dos cerca de 10m de profundidade relativamente ao zero hidrográfico (ZH).

A subunidade US1a é limitada no topo pelo fundo mar e na base por uma reflexão sub-horizontal (hz03) que ocorre a cerca de 10m de profundidade (relativamente ao ZH) e constitui a base das referidas formas de fundo. A reflexão que constitui a base da subunidade tem um carácter erosivo denotado pela truncatura de reflexões subjacentes e caracteriza-se por ter uma amplitude elevada e uma continuidade lateral irregular. Esta irregularidade poderá ser provocada pela convolução da reflexão desta superfície com a ressonância provocada pelo fundo do mar. Esta convolução dificulta igualmente a caracterização da fácies acústica interna da subunidade. Nas poucas zonas onde é possível observar a sua estrutura interna, constata-se que a subunidade é transparente com raras reflexões que terminam em *downlap*. Estima-se que a subunidade US1a tenha uma forma tabular, atingindo uma espessura máxima de cerca de 6ms (~4,5m).

#### 4.4.1.2 Subunidade sísmica 1b – US1b

Na zona mais externa do delta, US1b é limitada a topo por US1a (hz03) e na base por S1. Na zona mais interna do delta os limites de US1b são definidos a topo pelo fundo do mar e na base por uma descontinuidade que a separa de US1c (hz06). Esta descontinuidade tem uma geometria convexa, e na zona culminante é erosiva (linha bmr11, Figura 4.18). A zona culminante ocorre aproximadamente a meio do perfil transversal do delta e constitui uma área particular (Shp 5000 da linha bmr11, Figura 4.18). Com efeito, é nessa área que a superfície do delta adquire a sua cota mais baixa e que ocorre a transição entre as duas fácies reconhecidas em US1b. Estas duas fácies são designadas por US1b' e US1b'', e desenvolvem-se a partir desta área particular em direcção a terra e ao mar, respectivamente.

##### Fácies US1b''

A fácies US1b'' constitui o actual lobo frontal do delta de vazante do estuário do Sado. US1b'' ocorre normalmente subjacente a US1a, embora também possa contactar directamente com o fundo do mar. Esta fácies forma um corpo sedimentar em cunha, espessando em direcção ao mar até atingir uma espessura máxima de cerca de 40ms (~30m). A fácies US1b'' pode ainda ocorrer em corpos de forma sigmoidal isolados no seio de US1b' (linha bmr11, Figura 4.18).

A estrutura interna de US1b'' caracteriza-se pela alternância entre zonas transparentes e zonas com grupos de reflexões progradantes oblíquas a oblíquas tangenciais com amplitude e frequência elevadas, que terminam em *downlap* sobre S1. As reflexões têm uma geometria variável, surgindo como linhas rectas ou curvas. As reflexões curvas aparecem tanto com a concavidade voltada para cima como para baixo, sendo no entanto mais frequentes as primeiras. O espaçamento das reflexões é variável, ocorrendo conjuntos de reflexões muito próximas (com espaçamento na ordem da dezena de metros) que são separados por sectores praticamente transparentes com centenas de metros de extensão. Nas reflexões que ocorrem agrupadas identificam-se fundamentalmente dois tipos de organização geométrica: reflexões paralelas ou com inclinação crescente para o largo. As reflexões com estes diferentes tipos de geometria são por vezes separadas por discordâncias marcadas por reflexões menos inclinadas que truncam as reflexões subjacentes e sobre as quais terminam em *downlap*. No topo desta subunidade, próximo da transição para a subunidade US1b', ocorrem estruturas que poderão ser interpretadas como paleo-canais.

#### **Fácies US1b'**

A fácies US1b' é limitada a topo pelo fundo do mar e na base pela descontinuidade erosiva que a separa de US1c (hz06). US1b' desenvolve-se em direcção a terra a partir do ponto culminante da sua base, onde simultaneamente a superfície do delta atinge a sua cota mais baixa. Constitui um corpo em forma de cunha espessando na direcção de terra e que atinge uma espessura máxima de cerca de 15ms (~11m). No seio deste corpo sedimentar individualiza-se um corpo lenticular de fácies US1b''. A fácies US1b' é caracterizada por conjuntos de reflexões paralelas muito penetrativas (alta frequência) e de elevada amplitude. Estas reflexões são geralmente sub-horizontais e onduladas, terminando em *onlap* sobre discordâncias internas ou sobre a base da subunidade (linha bmr11, Figura 4.18). Tal como em US1b'', junto ao topo da subunidade ocorrem estruturas que poderão ser interpretadas como paleo-canais. A geometria das reflexões internas de US1b', bem como a sua elevada amplitude e penetratividade, sugerem que se trate de uma fácies sísmica essencialmente agradante, possivelmente correspondente ao preenchimento de canais de maré por finos leitos de materiais com granulometria e/ou composição variáveis.

#### **4.4.1.3 Subunidade sísmica 1c– US1c**

A subunidade US1c é limitada por descontinuidades erosivas internas de US1 (hz06, a topo e hz08 na base) e forma um corpo de forma lobular (lenticular a sigmoide), que atinge uma espessura de cerca de 8ms (~6m) e cujo topo parece ter sido entalhado (contacto erosivo) pela subunidade US1b'. A estrutura interna da unidade é caracterizada por reflexões de amplitude média a elevada com geometria irregular, essencialmente oblíquas progradantes com terminações em *downlap* (linha bmr11, Figura 4.18).

#### **4.4.1.4 Subunidade sísmica 1d– US1d**

A subunidade US1d é limitada a topo por US1c (hz08) e na base pela superfície S1 que constitui também a base da unidade. US1d corresponde a um corpo de forma grosseiramente lenticular, com topo plano e uma espessura máxima de cerca de 23ms (~18m) que vai diminuindo tanto na direcção do mar como de terra, devido à sua

geometria em bisel paralela aos reflectores progradantes no sentido do largo e devido à pronunciada erosão no sector estuarino (fig. 4.18).

A estrutura interna de US1d é caracterizada por reflexões de amplitude média a elevada com uma geometria heterogénea e várias descontinuidades internas. Essas descontinuidades terminam em *downlap* sobre S1 e tendem a organizar-se com um padrão divergente: inclinam para o mar na zona mais externa e, do lado interno, são sub-horizontais ou inclinam para terra, constituindo o limite de reflexões que terminam em *onlap* (linhas bmr11 e tc20, Figura 4.18 e Figura 4.19, respectivamente). Esta geometria parece ser compatível com um desenvolvimento do corpo sedimentar fundamentalmente progradante no lado externo, enquanto do lado interno adquire um carácter mais agradante, provavelmente correspondente a períodos de não deposição ou de erosão.

#### 4.4.1.5 Subunidade sísmica 1e– US1e

A subunidade US1e é limitada a topo pelo fundo do mar e na base pela superfície S1, que nesta zona é marcada por uma reflexão de média amplitude que inclina para ao largo e termina a uma profundidade de cerca de 60m contra o fundo do mar ou em *baselap* sobre a superfície S2. US1e constitui um corpo sedimentar em forma de cunha, adelgaçando para o largo e com uma espessura máxima de cerca de 7ms (~5m). A sua estrutura interna é marcada por reflexões de média amplitude e boa continuidade que inclinam para o largo e tendem a horizontalizar-se para o topo da subunidade (linhas bmr11 e tc20, Figura 4.18 e Figura 4.19, respectivamente).

#### 4.4.2 Unidade sísmica 2 – US2

A US2 é limitada a topo pelo fundo do mar ou pela superfície S1 e, na base, por S2. A descontinuidade S2 é uma superfície erosiva que está presente em toda a área analisada, pelo que se considera que deverá ter um carácter regional.

A superfície S2, inclina para SW em direcção ao bordo da plataforma, por vezes é aflorante e termina contra o fundo do mar por volta dos 120m de profundidade (linha tc20, Figura 4.19). Para o lado de terra a superfície foi identificada até aos cerca de 20m de profundidade, que corresponde à profundidade mínima coberta pelos dados. Esta superfície caracteriza-se por ter uma elevada continuidade lateral, sendo tanto a sua morfologia como o seu carácter acústico irregulares. Embora a morfologia de S2 seja geralmente aplanada, é marcada por zonas de morfologia ondulada e alguns ressaltos ou quebras de declive. Estas irregularidades morfológicas patenteiam o carácter erosivo da superfície e poderão provavelmente estar associadas a: 1) morfologia pré existente; 2) contrastes de dureza dos materiais subjacentes e/ou 3) duração do seu período de entalhe. A irregularidade do carácter acústico de S2 poderá resultar das diferentes características acústicas dos materiais subjacentes que a superfície erosiva vai intersectando.

De uma forma geral a unidade US2 caracteriza-se por ser praticamente transparente, exibindo apenas raras reflexões com terminações em *baselap*. Pontualmente existem áreas em que as reflexões internas são mais abundantes. No seu conjunto esta unidade constitui um fino corpo sedimentar de forma irregular tabular a lenticular e com uma espessura máxima de cerca de 12ms (~9m).

Nas zonas mais profundas (mais externas) e na proximidade de ressaltos morfológicos da base da unidade, é possível por vezes identificar uma superfície (hz18) que individualiza duas subunidades de US2, referidas como US2a e US2b (linha tc 33, Figura 4.21).

#### 4.4.2.1 Subunidade sísmica 2a – US2a

A subunidade mais recente, US2a (linhas tc20 e tc35, Figura 4.19 e Figura 4.20, respectivamente), caracteriza-se por ser frequentemente transparente, com raras reflexões que ocorrem normalmente associadas a zonas de ruptura de declive da base da unidade (degraus morfológicos). Estas reflexões internas terminam em *baselap* sobre S2, sendo mais frequentes as terminações em *onlap* do lado de terra e em *downlap* do lado do mar.

#### 4.4.2.2 Subunidade sísmica 2b – US2b

A subunidade mais antiga, US2b (linhas tc33 e bmr10, Figura 4.21 e Figura 4.23, respectivamente), é essencialmente progradante e caracteriza-se por normalmente exibir poucas reflexões, embora mais frequentes do que em US2a, que terminam em *downlap* sobre S2. Esta subunidade está particularmente bem preservada numa zona a cerca de 95m de profundidade que é limitada por elevações da base da unidade (S2). Estas elevações deverão ter favorecido a preservação da unidade que nesta zona, constitui um corpo sedimentar progradante para o quadrante Sul, que é definido por reflexões internas bem individualizadas com uma geometria oblíqua pouco inclinada (*shingled*) (linha tc33, Figura 4.21).

#### 4.4.3 Unidade sísmica 3 – US3

A unidade US3 é limitada a topo e na base pelas superfícies S2 e S3, respectivamente. Nas zonas em que a superfície S2, coincide com o fundo do mar a unidade US3 é aflorante ou sub-aflorante sob uma fina camada de US2. A superfície S3, que define a base da unidade, trunca as reflexões subjacentes, pelo que se considera que a unidade tem uma base erosiva. A superfície S3, é também, por sua vez, cortada pela superfície erosiva mais recente S2 que delimita o topo da unidade. Ao largo, esta intersecção da base e do topo da unidade ocorre à profundidade média de aproximadamente 125ms (~95m abaixo do NMM) e consiste numa intersecção de baixo ângulo que define uma terminação em bisel (*pinch-out*) da unidade. Do lado de terra a intersecção destas superfícies ocorre por volta dos 70ms (~ 53m abaixo do NMM) e é de alto ângulo, encontrando-se S2 sub-horizontal e S3 inclinando para o largo.

A morfologia e as características acústicas da superfície S3 variam de acordo com a geometria e a natureza dos vários materiais que a superfície intersecta. Apesar dessas variações a superfície S3 tem uma boa continuidade lateral, sendo geralmente marcada por uma reflexão de amplitude elevada. A morfologia da superfície S3 apresenta-se com dois aspectos distintos. Na zona mais externa, a superfície é sub-horizontal a ligeiramente inclinada para o largo, apresentando-se geralmente com uma morfologia bastante aplanada. Ao atingir uma profundidade de cerca de 115ms (~85m), a morfologia da superfície altera-se, adquirindo para o interior dessa cota um carácter mais irregular com ondulações que denotam o seu carácter erosivo e quebras



de declive que chegam a estabelecer degraus morfológicos. Algumas destas variações morfológicas mais expressivas da superfície S3 estão espacialmente associadas a descontinuidades dos materiais subjacentes, sugerindo um controlo estrutural por falhas.

O elemento morfológico mais marcante da superfície S3 que se identificou na área em que a malha sísmica é mais densa (área do mosaico 1) é uma depressão que se localiza no extremo SW do mosaico 1 e corresponde à zona designada por depocentro 1 (D1 representado nos mapas de isóbatas e isópacas mais adiante, linha tc 20, Figura 4.19, e mapas das Figura 4.41 e Figura 4.42). Esta depressão tem uma orientação geral NNW-SSE, estende-se por cerca de 2km e atinge um desnível máximo de cerca de 4m. O limite SW (para o largo) do depocentro 1 é marcado por um degrau morfológico que parece estar associado a uma falha de geometria não definível com os dados analisados. O limite NE de D1 é mais suave e, embora também existam algumas descontinuidades subjacentes a hipótese de também ter um controlo tectónico é mais duvidosa.

De uma forma geral US3 constitui um corpo sedimentar com uma forma lenticular que termina em bisel, tanto lateralmente como para o largo, atingindo uma espessura máxima de 28ms (~21m). Esta forma é compatível com o que seria expectável resultar do preenchimento de uma estrutura acanalada ou em bacia.

Internamente a unidade US3 caracteriza-se por uma grande variabilidade de fácies sísmicas, tanto vertical como lateralmente. Face a essa variabilidade, é difícil de estabelecer uma sequência sísmo-estratigráfica interna coerente para toda a unidade. No entanto, constata-se que a estrutura interna desta unidade consiste no empilhamento de reflexões ligeiramente inclinadas para o largo, que individualizam pacotes de fácies sísmicas que, geralmente, são essencialmente prográdantes (linha bmr08, Figura 4.24). Na zona do mosaico 1 é possível constatar que estas reflexões principais têm uma geometria que acompanha a da base da unidade, definindo uma estrutura côncava acanalada correspondente ao depocentro 1 (linha bmr09, Figura 4.26). De entre estas reflexões principais, escolheram-se aquelas com maior continuidade lateral para marcar como horizontes guia. No entanto, a sua utilização como limites de subunidades coerentes para toda a unidade é inviabilizada pela sua limitada continuidade lateral e difícil correlação entre perfis sísmicos. Com efeito, estas reflexões sísmicas embora apareçam muito bem definidas na zona mais superficial, junto ao fundo do mar ou à superfície S2 que as corta, perdem rapidamente a sua continuidade em profundidade. Para além da baixa continuidade lateral das reflexões, as dificuldades de definir uma estratigrafia sísmica coerente para toda esta unidade, prendem-se ainda com as limitações da malha sísmica existente que não permite resolver a grande variabilidade espacial de fácies.

Na unidade US3 foram definidos 5 horizontes guia, considerando-se 3 dos quais como limites de subunidades. Ressalva-se no entanto que, face às limitações expostas, não é possível assegurar que as subunidades sísmicas propostas sejam estratigraficamente coerentes em todas as linhas sísmicas. As 4 subunidades propostas são referidas, do topo para a base, por US3a, US3b, US3c e US3d.

#### **4.4.3.1 Subunidade sísmica 3a – US3a**

A subunidade US3a é limitada a topo por S2 e na base por hz21.

Internamente esta subunidade caracteriza-se por reflexões com frequência elevada, amplitude média a alta e continuidade lateral irregular. A geometria das reflexões é variável podendo estas apresentar-se paralelas e sub-horizontais a desordenadas (*hummocky*).

A subunidade US3a tem normalmente uma espessura reduzida, apresentando-se com uma espessura excepcionalmente elevada na linha bmr08 (Figura 4.24) onde atinge uma possança de cerca de 8ms (~6m). O topo da subunidade (definido por S2) é geralmente aplanado e a sua base (hz21) é irregular, podendo ser aplanada ou acompanhar a forma acanalada do depocentro 1 (D1). Na base desta subunidade observam-se ainda depressões que se interpretam como paleocanais (e.g. bmr09 e tc035, Figura 4.26 e Figura 4.20, respectivamente). A geometria irregular da base da subunidade confere-lhe uma forma externa igualmente irregular, mas que globalmente se poderá provavelmente aproximar de uma forma tabular.

Com base no carácter acústico, na geometria externa e no facto de ocorrer sempre associada à superfície erosiva S2, sugere-se a subunidade US3a corresponda a depósitos heterométricos cascalhentos que se associam frequentemente as superfícies erosivas com um carácter regional (Lantzsch et al., 2009).

#### **4.4.3.2 Subunidade sísmica 3b – US3b**

A subunidade US3b é limitada a topo por hz21 e na base por hz22.

Esta subunidade só foi identificada junto ao eixo da estrutura referida como depocentro 1, que constituiu uma depressão acanalada com a orientação geral NNW-SSE (e.g. linhas bmr10 e tc035, Figura 4.23 e Figura 4.20, respectivamente). A subunidade US3b caracteriza-se por ser praticamente transparente, com raras reflexões sub-horizontais de baixa amplitude. O reflector que define a base desta subunidade (e o topo de US3c) destaca-se facilmente pelo seu carácter ondulado e elevada amplitude.

O facto de esta subunidade ocorrer apenas associada ao eixo da estrutura deprimida e o seu carácter acústico transparente são compatíveis com a interpretação da subunidade como correspondendo a sedimentos homogéneos, que preenchem uma depressão ou canal.

#### **4.4.3.3 Subunidade sísmica 3c – US3c**

A subunidade SU3c é limitada a topo por hz22 e na base por hz28.

De uma forma geral esta subunidade caracteriza-se por reflexões paralelas, por vezes onduladas, que inclinam ligeiramente para o largo (SW) e que, tal como o resto da unidade, acompanham geralmente a morfologia da base da unidade.

No seio desta subunidade foram definidos 2 horizontes guia referidos por hz24 e hz26, que se interpretaram como correspondendo a superfícies erosivas e que delimitam zonas com diferentes fácies sísmicas (e.g. linhas Tc20 e Tc35, Figura 4.19 e Figura 4.20, respectivamente).

Para além das variações de fácies verticais existem também variações laterais. De uma forma geral pode-se considerar que estas definem dois tipos de fácies. Uma fácies

interna que corresponde á zona do depocentro 1 (extremo NE do mosaico 1) e uma fácies externa para o largo (para SW) do referido depocentro.

A fácies interna tende a ser mais transparente, com reflexões de menor amplitude, geralmente mais onduladas e com uma geometria que acompanha a forma deprimida da base da subunidade. Na fácies externa as reflexões apresentam geralmente uma maior amplitude e uma geometria mais aplanada (e.g. linhas bmr08 e bmr09, Figura 4.24 e Figura 4.26, respectivamente).

Entre os horizontes guia hz22 e hz24 as reflexões são onduladas de continuidade média a boa e com uma amplitude elevada a média.

O horizonte guia hz22, que limita a topo a subunidade, acompanha as ondulações das reflexões internas da subunidade. Geralmente estas ondulações são aproximadamente simétricas, sendo o seu comprimento de onda e altura variáveis. Estas ondulações encontram-se particularmente bem marcadas ao longo de um troço com cerca de 500m da linha bmr10 (Figura 4.23, Shp 5000 a 5500), onde a amplitude das reflexões sísmicas se encontra também particularmente reforçada. As ondulações das reflexões que se observam neste troço de US3b são aproximadamente simétricas com cerca de 150m de comprimento de onda e 2ms a 3ms (~1,5m a 2m) de altura. Por baixo do topo destas elevações desenvolvem-se colunas de *pull-up* com cerca de 90m de largura que afectam toda a unidade US3 e se propagam para o interior de US4 afectando as reflexões mais superficiais desta última unidade. O desenvolvimento destas colunas de *pull-up* indicia que o topo destas elevações que caracterizam o horizonte hz22 poderão corresponder a zonas de sedimentos com um maior grau de consolidação e/ou uma diferente natureza, que justifiquem o aparente acréscimo de velocidade na propagação dos sinais sísmicos.

Entre os horizontes guia hz24 e hz26 as reflexões apresentam geralmente má continuidade e uma amplitude baixa a média.

Entre os horizontes guia hz26 e hz28 as reflexões apresentam geralmente amplitude mais elevada, mas exibem um padrão heterogéneo com variações laterais de fácies.

#### 4.4.3.4 Subunidade sísmica 3d – US3d

A subunidade US3d é limitada a topo por hz28 e na base por S3.

Junto ao topo desta subunidade as reflexões são semelhantes às do resto da unidade, exibindo uma geometria paralela, por vezes com ondulações, amplitude média e continuidade fraca a média. No entanto, no seu interior a subunidade tende a tornar-se mais transparente, exibindo junto à base reflexões bastante mais inclinadas que as anteriores e que terminam em *downlap* sobre S3, indiciando uma tendência progradante para o largo (SW) (e.g. linhas bmr09, tc20 e tc35, Figura 4.26, Figura 4.19 e Figura 4.20, respectivamente).

Na unidade SU3, mais em particular na subunidade SU3d, ocorrem umas reflexões reforçadas, que constituem topos geralmente convexos, por baixo dos quais se desenvolvem frequentemente colunas com atenuação do sinal sísmico e redução do tempo de chegada das reflexões (*pull-up*). Estas estruturas, cuja natureza e origem se desconhecem, são assinaladas nas linhas sísmicas interpretadas pela letra “r” e serão doravante referidas neste texto como as estruturas r.

As estruturas r foram identificadas em várias das linhas sísmicas de Boomer feitas na área do mosaico 1, definindo um alinhamento aproximadamente NW-SE. Este alinhamento é grosseiramente normal à linha de maior inclinação da plataforma e atravessa transversalmente a área do mosaico 1 numa zona aproximadamente limitada pelas batimétricas dos 70m e os 80m. Estas estruturas são, portanto perpendicularmente cortadas pelas linhas sísmicas paralelas à inclinação da plataforma, pelo que se encontram bem representadas nestas linhas (e.g. linhas bmr08 e bmr10, Figura 4.24 e Figura 4.23, respectivamente).

Transversalmente a dimensão das estruturas r pode variar entre cerca de 20 a 200m, atingindo uma altura acima de S3 de 4ms em tempo duplo (~3m).

Estratigraficamente as estruturas r ocorrem normalmente na subunidade US3d enquadradas entre o horizonte hz28 que as sela a topo e a superfície S3 que, aparente, constitui a base das reflexões reforçadas. A má definição da base das estruturas prende-se com a sua influência na geometria das reflexões subjacentes (*pull-up*), com a atenuação do sinal e mais raramente com evidência de rejeitos entre horizontes sugestivos de movimentação tectónica e injeção de material (Figura 4.25).

Do ponto de vista acústico as estruturas r caracterizam-se por um topo, normalmente de forma convexa, com reflexões de baixa frequência e amplitude muito elevada. Por baixo deste topo existe uma zona com reflexões de geometria muito variável, frequentemente caóticas e que por vezes acompanham a forma convexa do topo. Por baixo desta zona de reflexões caóticas ocorrem geralmente uma ou várias colunas de *pull-up* (assinaladas por “pu” nas linhas interpretadas). Estas colunas são limitadas por aparentes descontinuidades verticais que demarcam uma zona com duas características: 1) uma atenuação do sinal sísmico e 2) uma redução do tempo de chegada (subida em perfil) generalizada a todas as reflexões. Estas duas características particulares foram interpretadas como sendo uma consequência de os materiais no topo das estruturas terem um maior grau de consolidação e/ou uma natureza mais maciça. Estes materiais no topo seriam assim responsáveis por um lado pela absorção de grande parte da energia do sinal sísmico que chegaria portanto muito atenuado aos níveis inferiores e, por outro lado, ao terem uma maior velocidade de propagação das ondas sísmicas, provocariam uma subida local em tempo das reflexões subjacentes (*pull-up*).

Algumas das descontinuidades verticais subjacentes às estruturas r poderão estar associadas à ascensão de materiais fluidizados e/ou a acidentes tectónicos. Esta hipótese é suportada pela geometria assimétrica das reflexões nas proximidades das referidas descontinuidades, que sugere uma deformação por arraste provocada por ascensão de materiais ao longo das descontinuidades ou o abatimento de um dos blocos que delimitam (linha bmr08, Figura 4.24).

#### **4.4.4 Unidade sísmica 4 – US4**

A unidade US4 é limitada a topo pela superfície S3, não tendo a sua base sido definida dado que se optou por incluir numa mesma unidade todas as reflexões subjacentes à superfície S3. US4 trata-se de uma unidade onde se incluem conjuntos de reflexões com geometrias distintas que no âmbito de um trabalho com outros objectivos poderiam ser agrupadas em diferentes unidades, muito embora se encontrem frequentemente nos limites de penetratividade dos dados interpretados. Por outro lado, como será adiante discutido, crê-se que esta unidade seja constituída por

sedimentos com idades anteriores ao último máximo glaciário, que poderão estar compreendidas do Plisto-Pliocénico ao Miocénico superior, ultrapassando por conseguinte a sua história deposicional o âmbito do presente trabalho.

Com o objectivo de enquadrar as unidades superiores (US1 a US3) sobre as quais se centra este trabalho, optou-se por assinalar como horizontes guia as reflexões mais marcantes de US4 na área do mosaico 1, individualizando-se desta forma 4 subunidades entre os seus níveis mais recentes. O horizonte guia hz38 que marca uma alteração bem distinta da geometria das reflexões da unidade, constitui o limite para além do qual não se considerou qualquer outra subdivisão da unidade.

Globalmente, a unidade US4 é composta por um empilhamento de conjuntos de reflexões que geralmente inclinam para o largo (SW) e que nos seus níveis mais superficiais acompanham a geometria da depressão que forma a estrutura referida como depocentro 1 na área do mosaico 1. US4 é, por vezes, afectada por falhas ou outras descontinuidades sub-verticais, que são particularmente frequentes na zona interna da plataforma em que US4 está subjacente a US3. Estas descontinuidades são normalmente marcadas por zonas de atenuação ou reforço das amplitudes, que se poderão associar a circulação de fluidos e/ou às já referidas colunas de *pull-up* das estruturas r. (e.g. linhas tc20 e bmr09, Figura 4.19 e Figura 4.26, respectivamente).

Fora da área do mosaico 1, onde foram definidas as subunidades, a unidade US4 pode ainda apresentar-se com diferentes geometrias. É nomeadamente o caso da área do mosaico 2 onde não se tendo identificado a unidade US3, se incluíram na unidade US4 as reflexões subjacentes à superfície S2. Nesta área, as reflexões subjacentes a S2 que se incluem em US4 têm uma amplitude mediana e uma geometria oblíqua a oblíqua tangencial constituindo corpos progradantes para o largo que, pelo menos em alguns casos, correspondem ao preenchimento de paleocanais e se encontram afectados por falhas com geometrias variáveis não definidas (e.g. linhas tc30 e bmr19, Figura 4.26 Figura 4.27, respectivamente).

Entre os vários acidentes tectónicos que se identificaram destacam-se como sendo mais relevantes os seguintes:

- Falha(s) (ou corredor de deformação frágil) de direcção próxima de N-S, que aparentemente controlam estruturalmente o bordo Sul da depressão designada por depocentro D1 (e.g. linhas bmr09 e tc35, Figura 4.26 e Figura 4.20, respectivamente);
- Zona de deformação frágil localizada no extremo Norte da área do mosaico 2 (e.g. linhas tc30 e bmr19, Figura 4.27 e Figura 4.28, respectivamente)
- Uma zona de deformação frágil que se localiza ao largo de Sesimbra e se associa a uma falha normal de direcção NNW-SSE que é referida por vários autores (Coppier e Mougén, 1982; Mougén, 1988; SGP, 1992) (Figura 1.2)
- Eventual falha que limita o bordo Sul da unidade US5 (Figura 4.22)

Os paleocanais identificados no seio desta unidade localizam-se essencialmente na proximidade das cabeceiras dos canhões de Setúbal (área do mosaico 2) e do canhão de Sesimbra, e constituem canais que estão completamente colmatados e são cortados no topo por uma superfície erosiva que pode corresponder a S2 ou a uma superfície anterior. A presença neste sector da plataforma de paleocanais colmatados é referida por vários autores (Vanney e Mougén, 1981; Mougén, 1988), identificado Coppier

e Mougenot (1982) 3 gerações de canais que são atribuídas ao Messiniano, Pliocénico e Quaternário.

As 4 subunidades individualizadas na unidade US4 na área do mosaico 1 são referidas do topo para a base por US4a, US4b, US4c e US4d, e são limitadas na base pelos horizontes guia referidos por hz33, hz36 e hz38, respectivamente.

#### **4.4.4.1 Subunidade sísmica 4a – US4a**

A subunidade SU4a é limitada a topo por S3 e na base por hz33 (linhas tc20 e bmr08, Figura 4.19 e Figura 4.24).

Esta subunidade caracteriza-se por reflexões sub-horizontais a ligeiramente inclinadas para o largo de amplitude média a elevada que terminam em *onlap* sobre hz33 (ou sobre o horizonte hz32 que quando é visível se encontra paralelo a hz33 a cerca de 3 a 5ms acima dele).

O horizonte guia hz33 é marcado por uma reflexão com boa continuidade e amplitude alta a média, que é cortada por S3 do lado de terra e para o largo termina contra o fundo do mar.

#### **4.4.4.2 Subunidade sísmica 4b – US4b**

A subunidade SU4b é limitada a topo por hz33 e na base por hz36 (linhas tc20 e bmr08, Figura 4.19 e Figura 4.24).

SU4b é constituída por reflexões de média a baixa amplitude que inclinam para o largo e terminam em *downlap* sobre hz36, constituindo um corpo essencialmente progradante.

O horizonte guia hz36 é marcado por uma reflexão de baixa a média amplitude que termina em *onlap* contra hz38

#### **4.4.4.3 Subunidade sísmica 4c – US4c**

A subunidade SU4c é limitada a topo por hz36 e na base por hz38 (linhas tc20 e bmr10, Figura 4.19 e Figura 4.23).

US3c é constituída por reflexões de baixa amplitude, que terminam em *onlap* sobre hz38, preenchendo as depressões associadas as irregularidades de hz38.

O horizonte guia hz38 é marcado por uma reflexão com uma geometria irregular, marcada por ondulações com um comprimento de onda muito variável (na ordem das centenas de metros).

#### **4.4.4.4 Subunidade sísmica 4d – US4d**

A subunidade US4d é limitada a topo por hz38 e a sua base não foi definida (linhas tc20 e bmr10, Figura 4.19 e Figura 4.23).

US4d é constituída por conjuntos de reflexões com geometrias variáveis que na sua globalidade tendem a inclinar para o largo. No interior desta subunidade é possível individualizar corpos sedimentares retrogradantes que poderão ser interpretados como resquícios de corpos transgressivos ou de corpos típicos de dinâmicas sedimentares costeiras como por exemplo barras litorais e lobos deltaicos.

#### 4.4.5 Unidade sísmica 5 – US5

A unidade sísmica US5 deverá corresponder aos materiais mais antigos que se identificaram. US5 foi reconhecida apenas numa pequena área ao largo de Sesimbra para a qual convergem 3 perfis sísmicos que intersectam a unidade. O topo da unidade é marcado por uma reflexão irregular com amplitude elevada. Abaixo da superfície marcada por essa reflexão a penetração do sinal sísmico é muito reduzida. Na estreita zona em que há alguma penetração do sinal sísmico em US5, a unidade é caracterizada por reflexões caóticas de amplitude elevada (excerto da linha tc40, Figura 4.22).

#### 4.4.6 Síntese sísmo-estratigráfica

Da interpretação dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução resultou a individualização de 5 unidades sísmicas aflorantes, cuja distribuição espacial se ilustra no mapa sísmo-estratigráfico da Figura 4.29 e cujas principais características se sumariam na Tabela 4.10. No seio das referidas unidades, foram ainda individualizadas várias subunidades (Tabela 4.9) e estruturas internas particulares. Entre as estruturas identificadas, destacam-se o depocentro 1 (linha tc20, Figura 4.19) e colunas de *pull-up* e/ou de atenuação do sinal que por vezes ocorrem por baixo de reflexões reforçadas, constituindo o que se convencionou referir por estruturas r (linha bmr08, Figura 4.24 e Figura 4.25). As idades propostas são discutidas mais adiante, neste capítulo.

Tabela 4.10 – Quadro resumo com as principais características das unidades sísmicas, descontinuidades basais e respectivas idades estimadas.

Descontinuidades Basais	Unidades	Espessuras Min-Max (ms)	Forma externa	Características das descontinuidades	Características das unidades	Idade estimada da base (anos BP)
S1	US1	0-45	banco	Superfície erosiva de carácter local, marcado por uma reflexão de média amplitude que inclina para o largo e termina aos 60m de profundidade, contra o fundo do mar ou em <i>baselap</i> sobre a superfície S2	Reflexões essencialmente prográdantes ( <i>downlap</i> ) de amplitude e geometria variável; várias descontinuidades internas e variações de fácies.	5000 - 7500
S2	US2	0-10	Irregular a tabular	Superfície erosiva com carácter regional, que inclina para o largo e termina contra o fundo do mar aos 120m de profundidade. Com ele-vada continuidade lateral, carácter acústico irregular e morfologia geralmente aplanada e com patamares	Essencialmente transparente, com raras reflexões sub-horizontais a oblíquas pouco inclinadas que terminam em <i>baselap</i> sobre S2	7500-18000



Descontinuidades Basais	Unidades	Espessuras Min-Max (ms)	Forma externa	Características das descontinuidades	Características das unidades	Idade estimada da base (anos BP)
S3	US3	0-28	Formas de preenchimento, lenticular a irregular	Superfície erosiva cortada por S2 entre os ~94m e ~50m de profundidade. Boa continuidade lateral, marcada por reflexão com morfologia e características acústicas variáveis	Variação de fácies, essencialmente transpa-rentes a progradantes, com reflexões inclinadas para o largo, por vezes onduladas e/ou acompanhando a geometria do depocentro 1	Pré ou pós último máximo glaciário?
—	US4	?	?	—	Unidade essencialmente progradante, embora inclua corpos retrogra-ntes, constituída por reflexões com geometrias variáveis que na sua globalidade tendem a inclinar para o largo	Pré último máximo glaciário. Plisto-Pliocénico a topo do Miocénico
—	US5	?	?	Superfície irregular marcada por reflexão com amplitude elevada	Sinal sísmico com reduzida penetração, zona superficial marcada por reflexões caóticas de amplitude elevada	Miocénico a Mesozóico

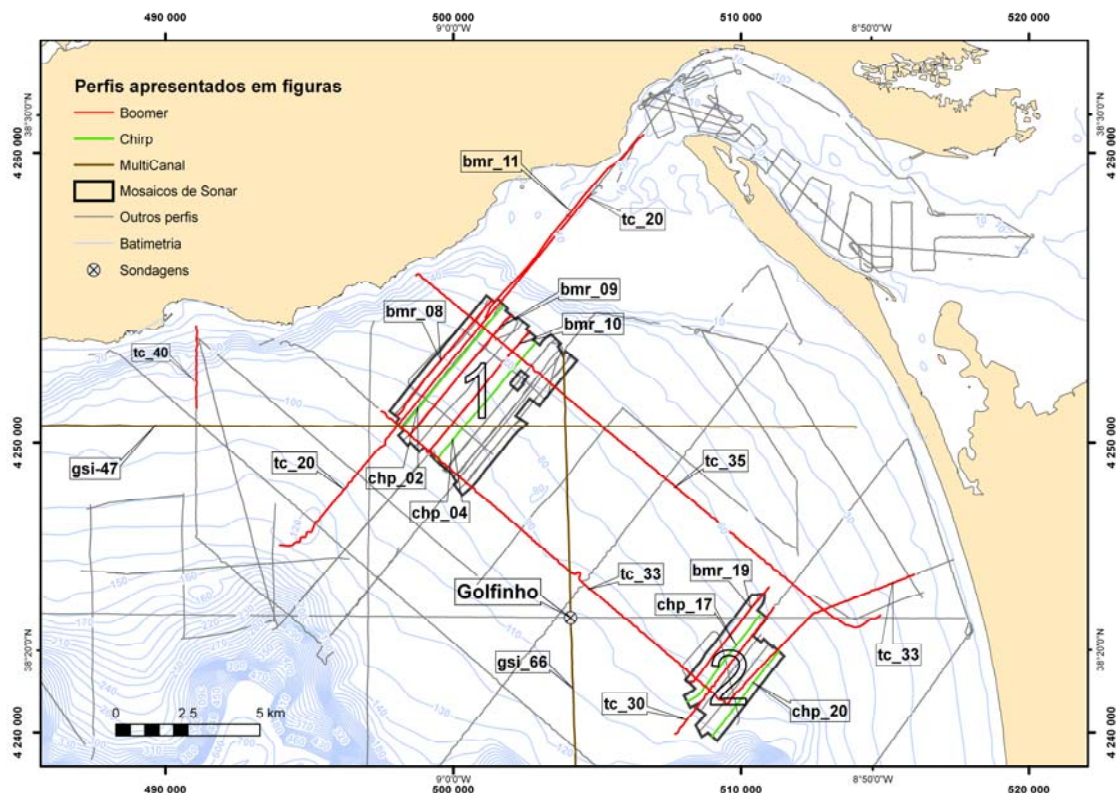


Figura 4.17 – Localização das linhas de sísmica de reflexão dos sistemas Boomer e Chirp apresentadas. Para enquadramento da área abrangida pelo mapa ver mapas das Figura 4.1 e Figura 4.2

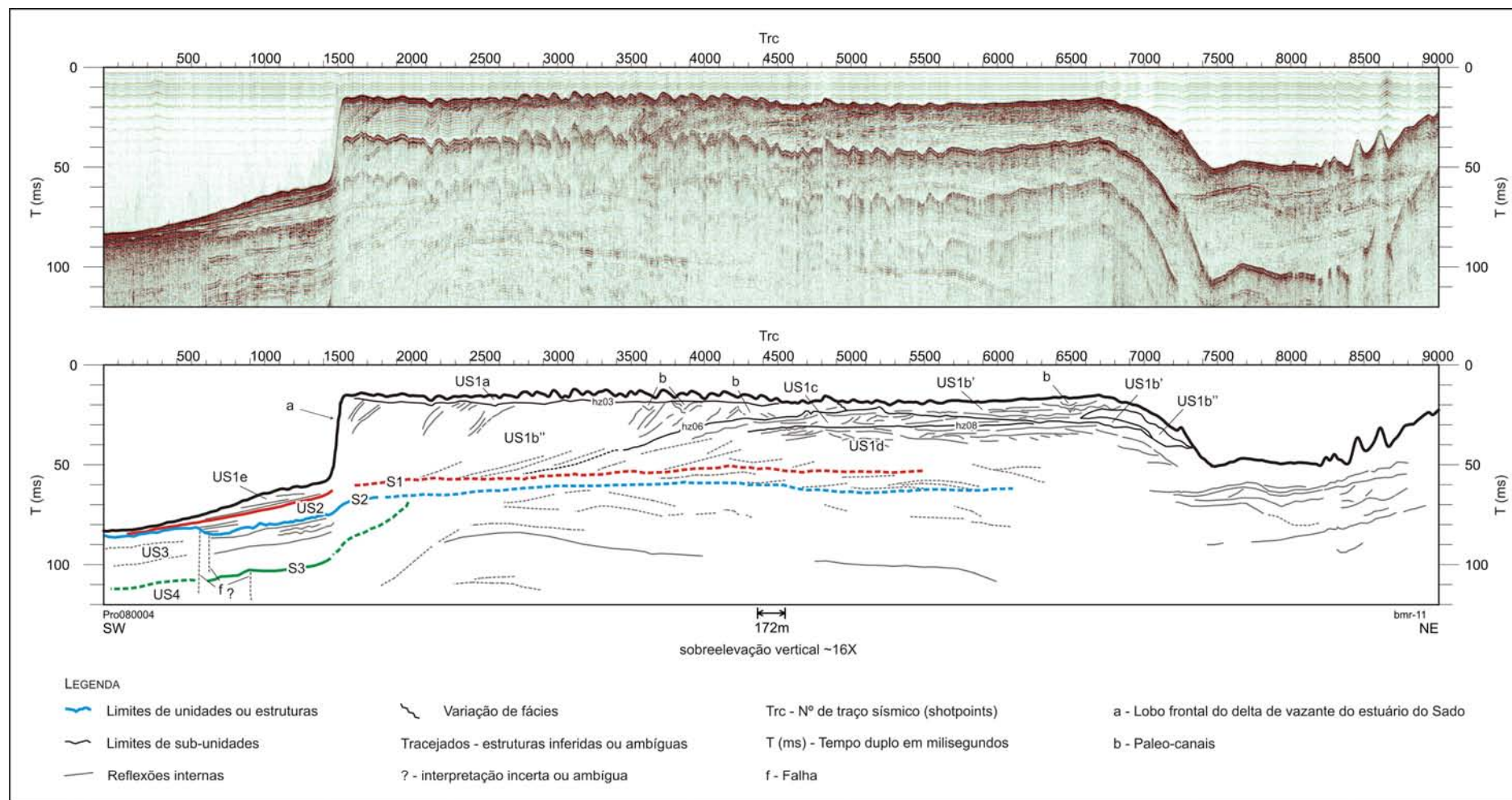


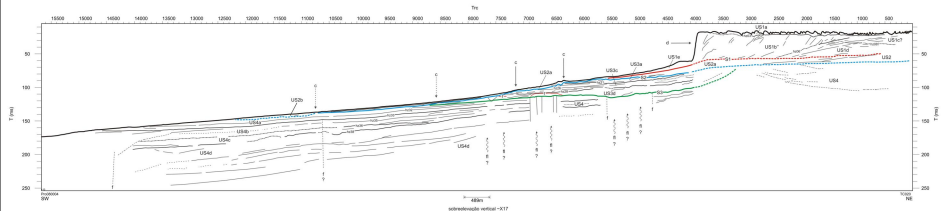
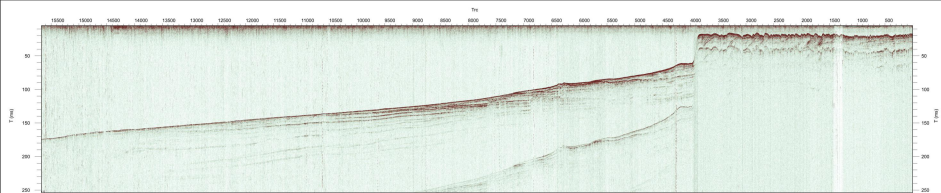
Figura 4.18 - Linha bmr11 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17

Seguem-se três imagens em grande formato que correspondem, respectivamente, às figuras:

Figura 4.19 – Linha tc20 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17

Figura 4.20 - Linha tc35 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17

Figura 4.21 – Linha tc33 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17. Linha intersectada aproximadamente na perpendicular pela linha tc30 (Figura 4.26) numa zona correspondente ao eixo de um paleocanal



#### LEGENDA

— Limites de unidades ou estruturas

— Limites de sub-unidades

— Reflexões internas

— Descontinuidades subverticais

Tracejados - estruturas inferidas ou ambíguas

1m - R<sup>2</sup> de tempo sísmico (shotpoints)

T (ms) - Tempo duplo em milissegundos

f - Falha

8 - Circulação de fluidos

2 - Interpretação incerta ou ambígua

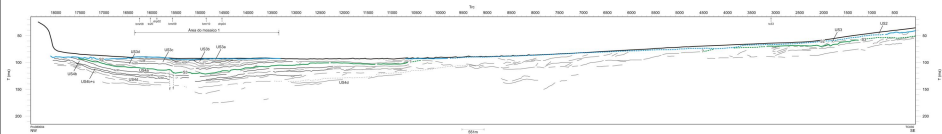
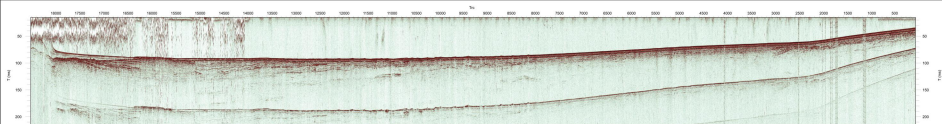
d - Lobo frontal do delta de vazante do estuário do Sado

c - Quebra de declive, possível paleo-linha de costa

r - Reflexão refringida, possível presença de fluidos

ou sedimentos mais consolidados





Legenda

— Limites de unidades ou estruturas

— Limites de sub-unidades

— Referências internas

— Traços de estruturas inferidas ou antigas

Tm - 1" de tempo-velocidade (shotpoints)

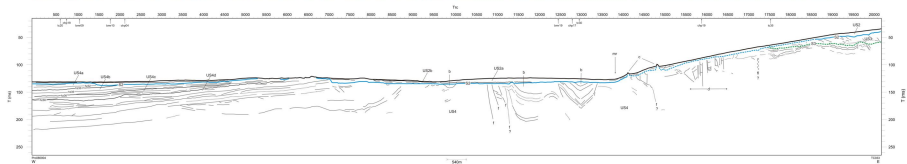
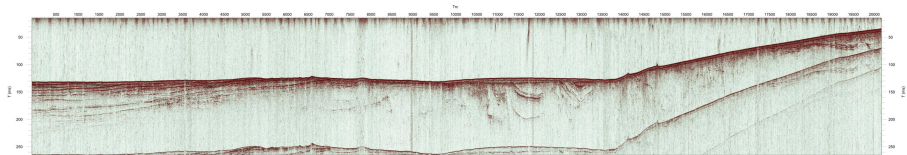
T [ms] - Tempo-velocidade em milissegundos

1 - Falha

T - interpretação inserida ou antigas







LEGENDA

- Linhas de unidades ou estruturas
- Reflexões internas
- T - Interpretação incerta ou ambígua
- Tc - Nº de traço sísmico (perfil/ponto)
- F - Falha
- z - Quilina de declive, pros/vel paleo-linha de costa
- b - Paleo-canal
- Linhas de sub-unidades
- Descontinuidades sub-verticais
- T - Interpretação incerta ou ambígua
- T - Tempo duplo em milliseconds
- F - Circulação de fluidos
- or - Mudança de rumo
- d - Zona de deformação



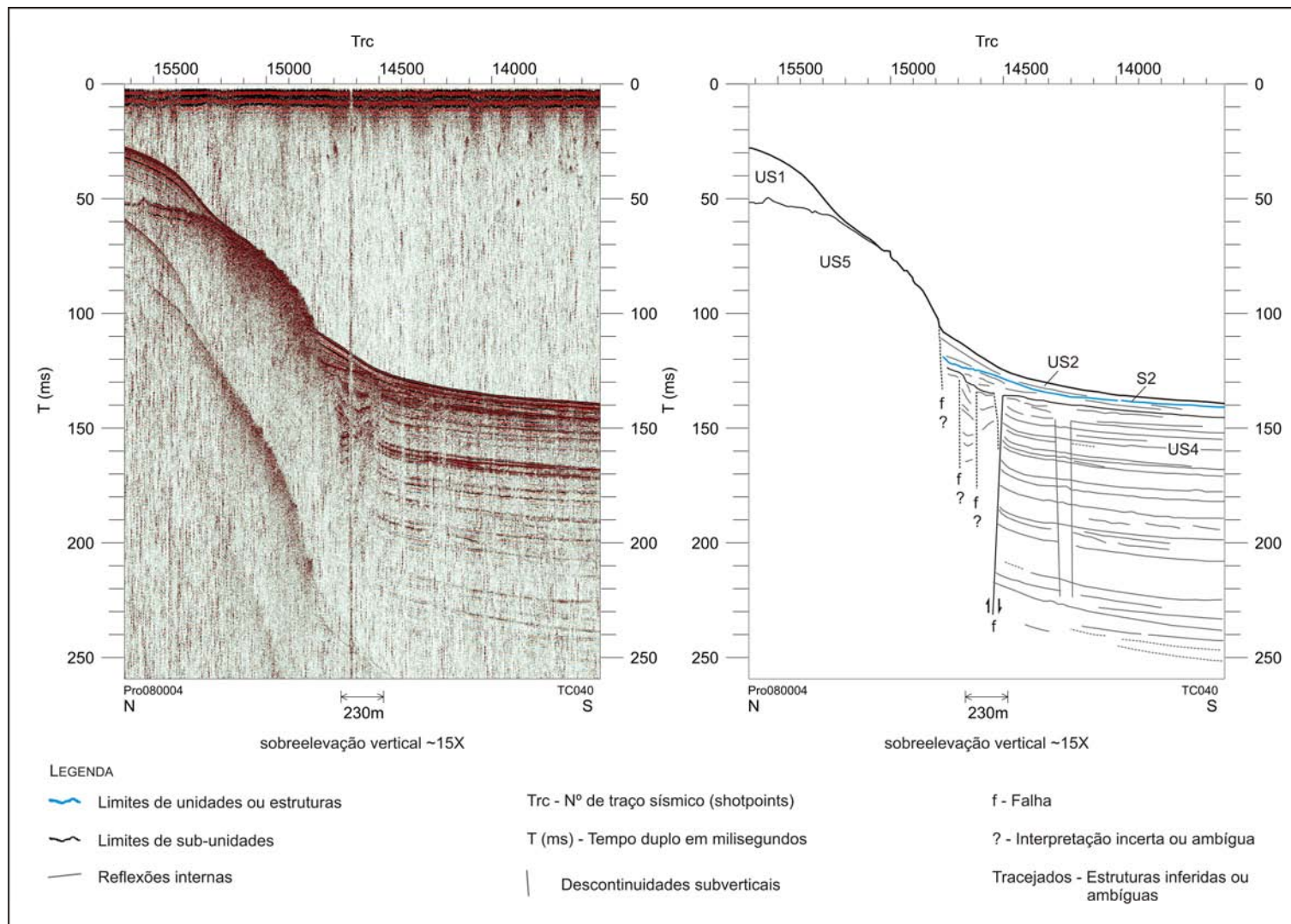


Figura 4.22 – Excerto da linha tc40 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro Tesa com sistema Boomer. Linha processada, à esquerda, e respectivo esquema interpretativo, à direita. A localização da linha é indicada na Figura 4.17.

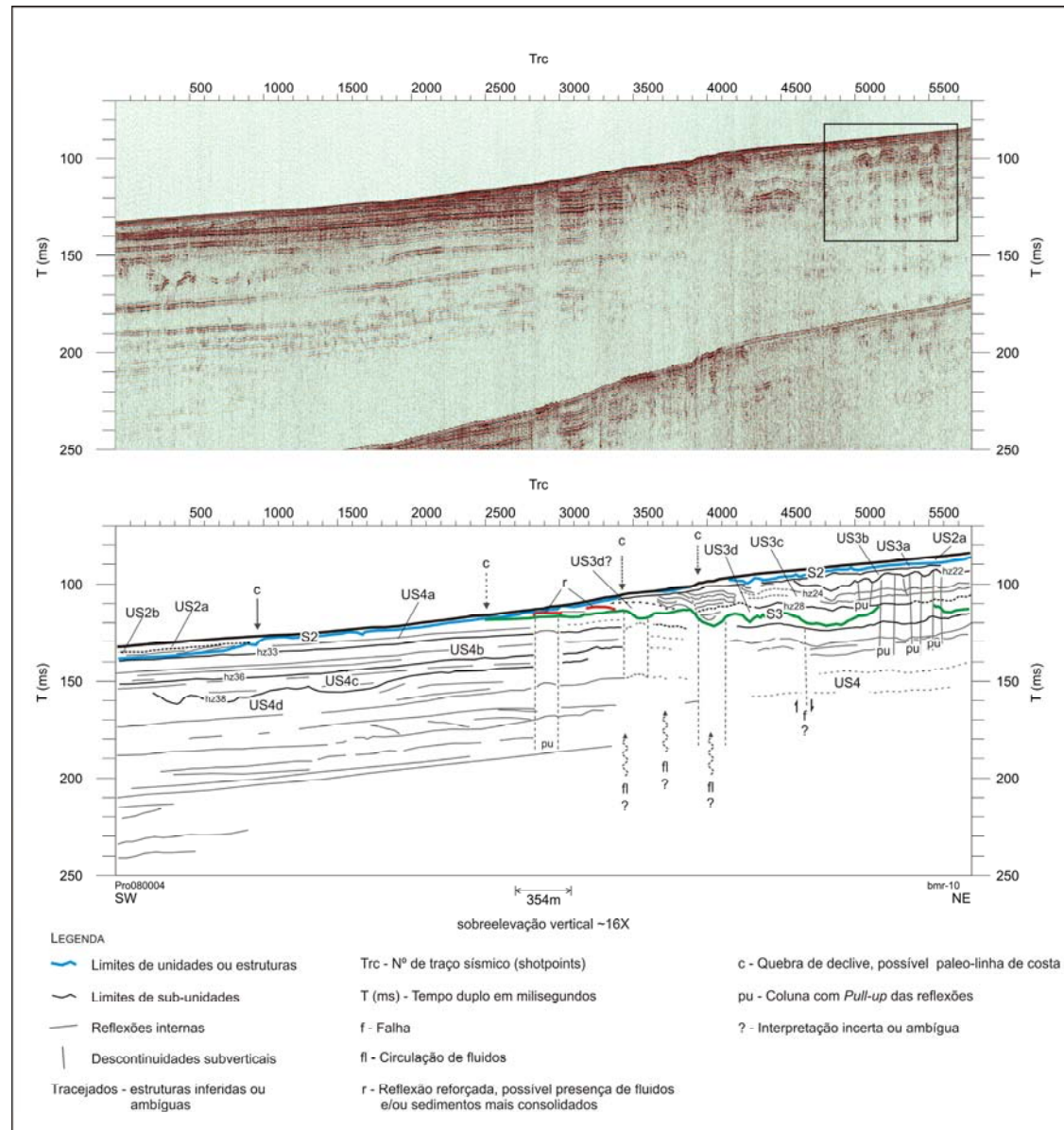


Figura 4.23 - Linha bmr10 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. Na Figura 4.25 mostra-se uma ampliação da área assinalada com o rectângulo a negro, a localização da linha é indicada na Figura 4.17.

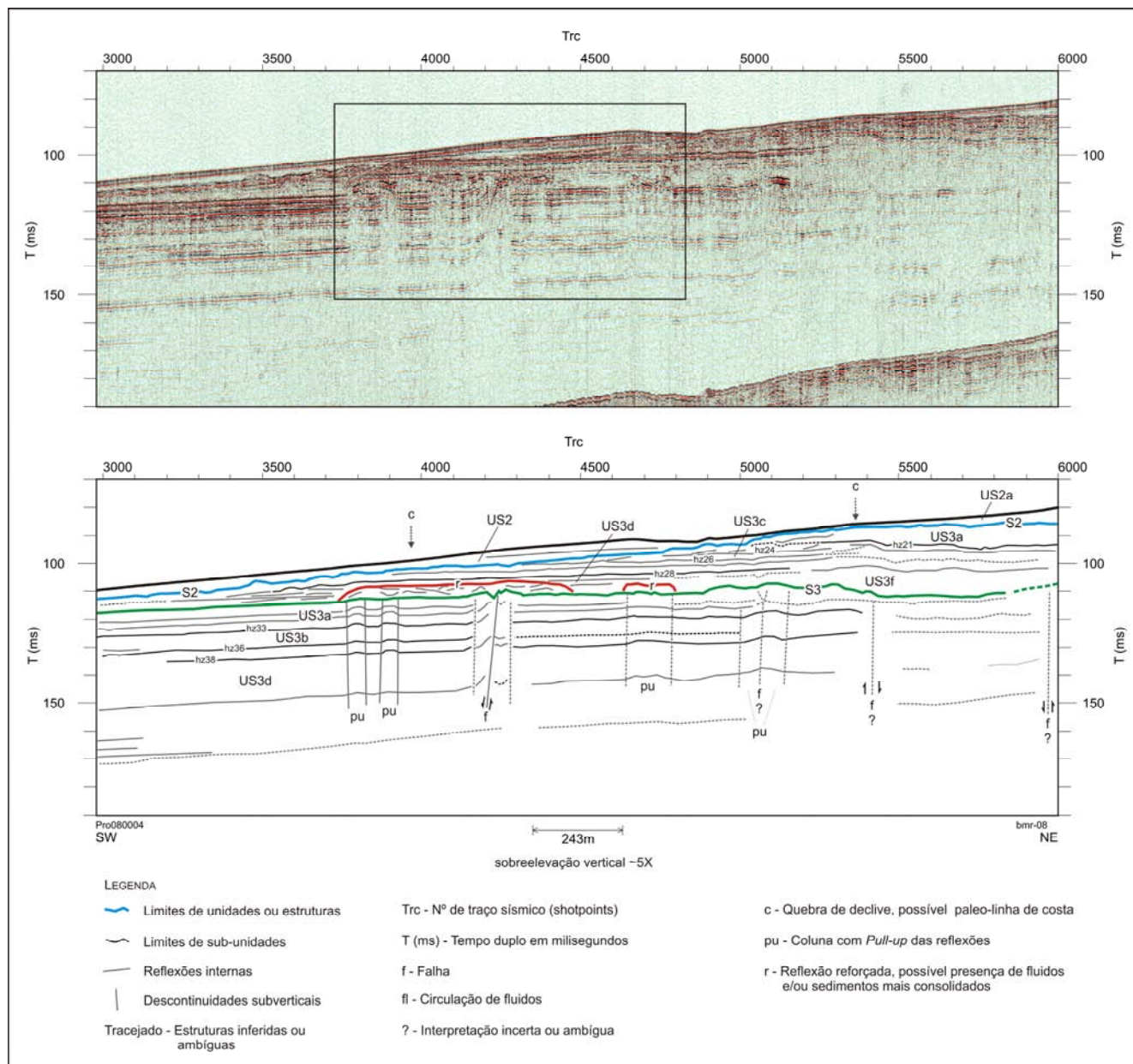


Figura 4.24 - Linha bmr08 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. Na Figura 4.25 mostra-se uma ampliação da área assinalada com o rectângulo a negro, a localização da linha é indicada na Figura 4.17



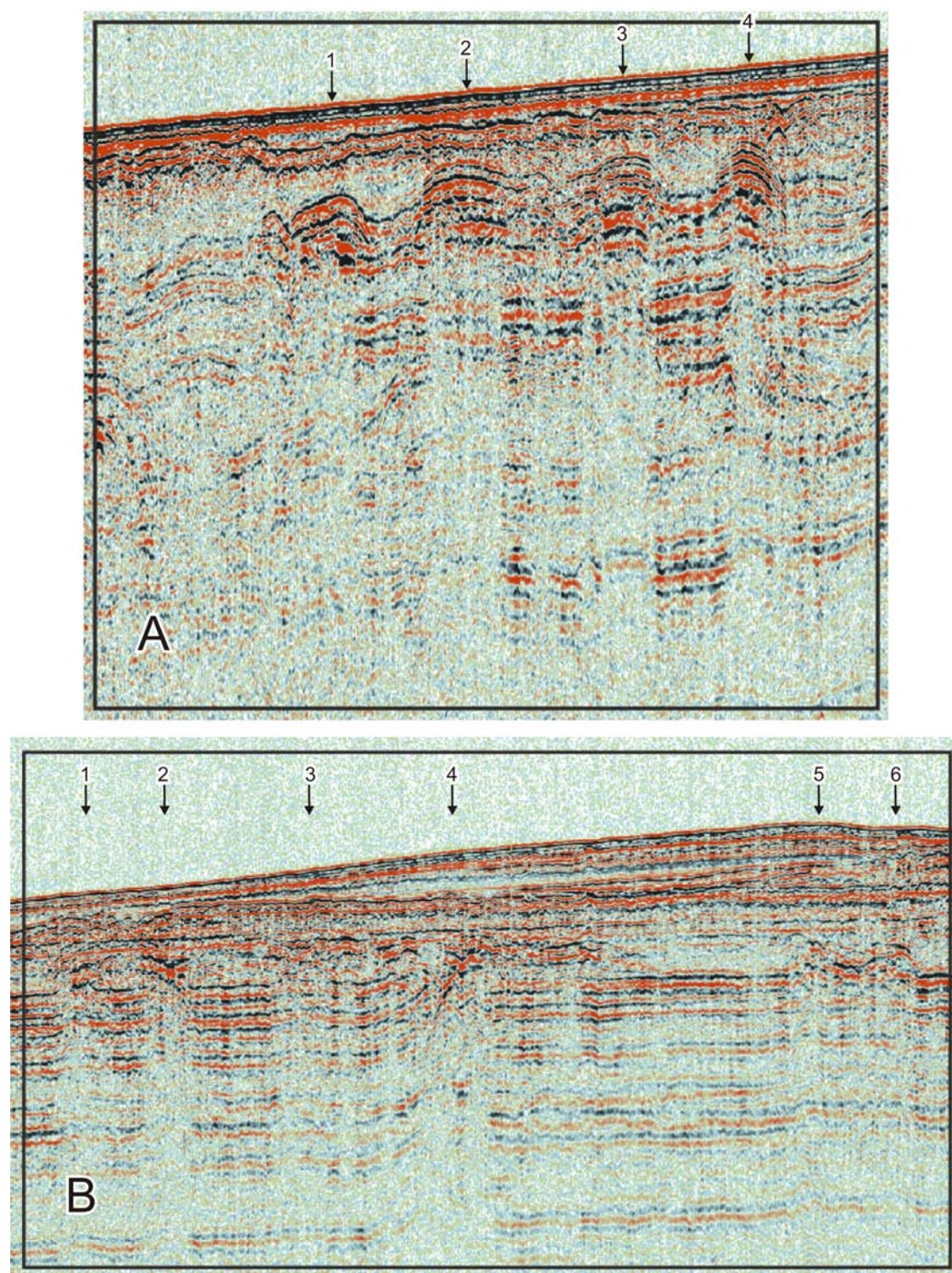


Figura 4.25 – Detalhes de linhas de sísmica de reflexão adquiridas no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. A– Extracto da linha bmr10, ilustrando estruturas assinaladas com setas que se interpretam como dunas soterradas. Imagem correspondente a cerca de 60ms de 900 traços, para localização ver Figura 4.23. B–Extracto da linha bmr08, ilustrando estruturas r assinaladas com setas. Imagem correspondente a cerca de 70ms de 1100 traços, para localização ver Figura 4.24



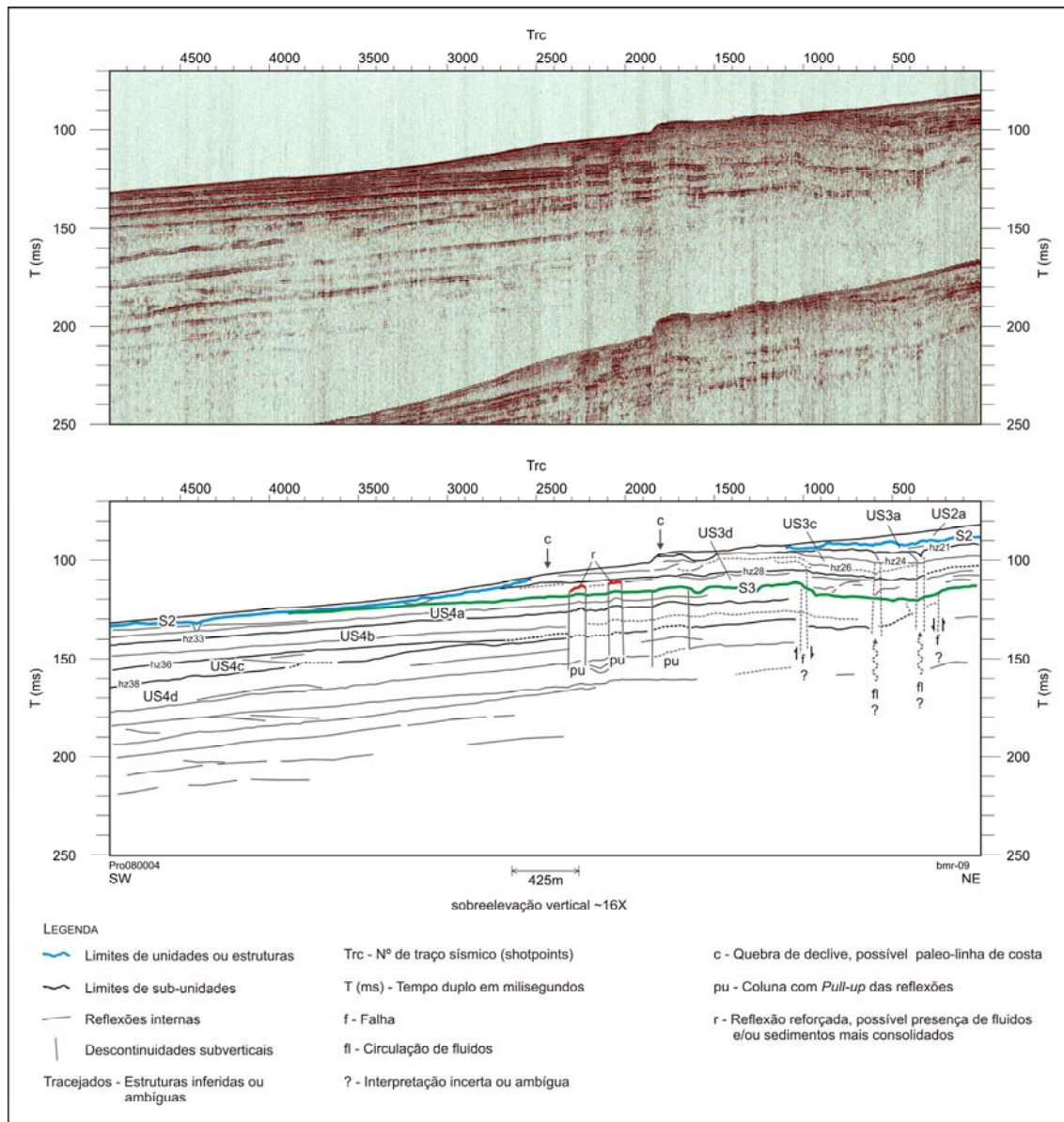


Figura 4.26 – Linha bmr09 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17.



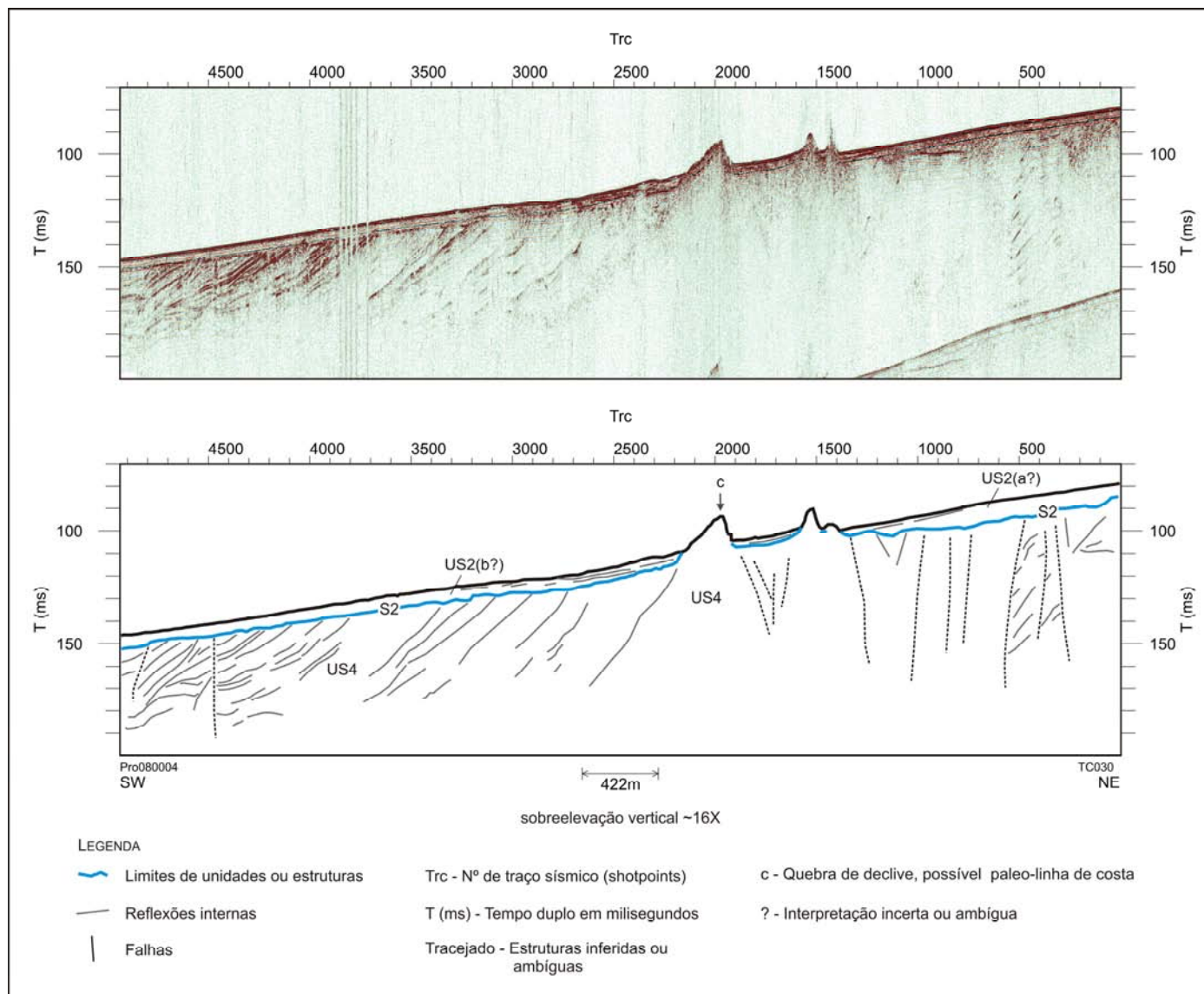


Figura 4.27 - Linha tc30 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro TESA com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17. Linha que intersecta aproximadamente na perpendicular à linha tc33 (Figura 4.21) numa zona correspondente ao eixo de um paleocanal

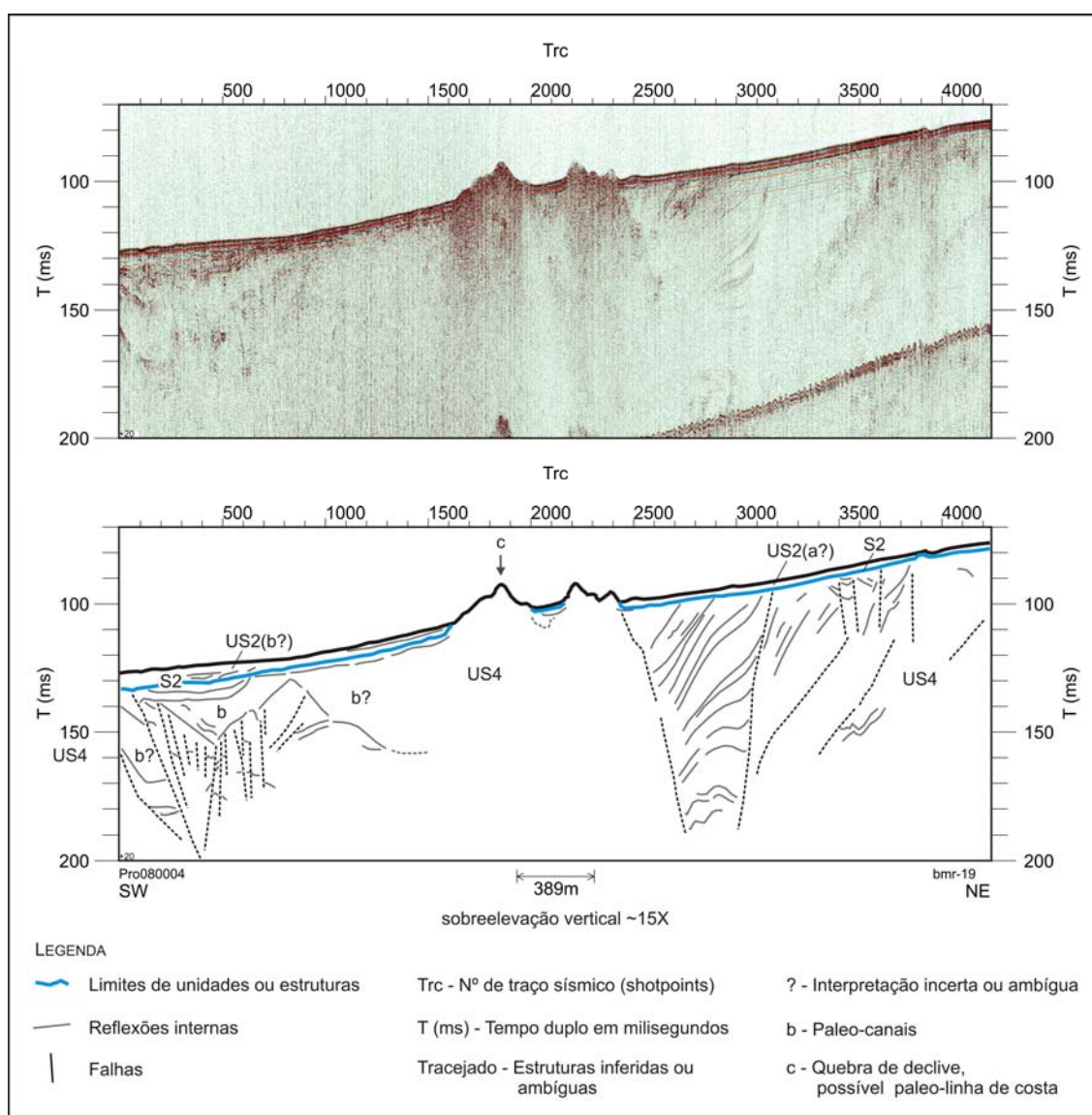


Figura 4.28 - Linha bmr19 de sísmica de reflexão adquirida no cruzeiro SGR1 com sistema Boomer. Linha processada, em cima, e respectivo esquema interpretativo, em baixo. A localização da linha é indicada na Figura 4.17

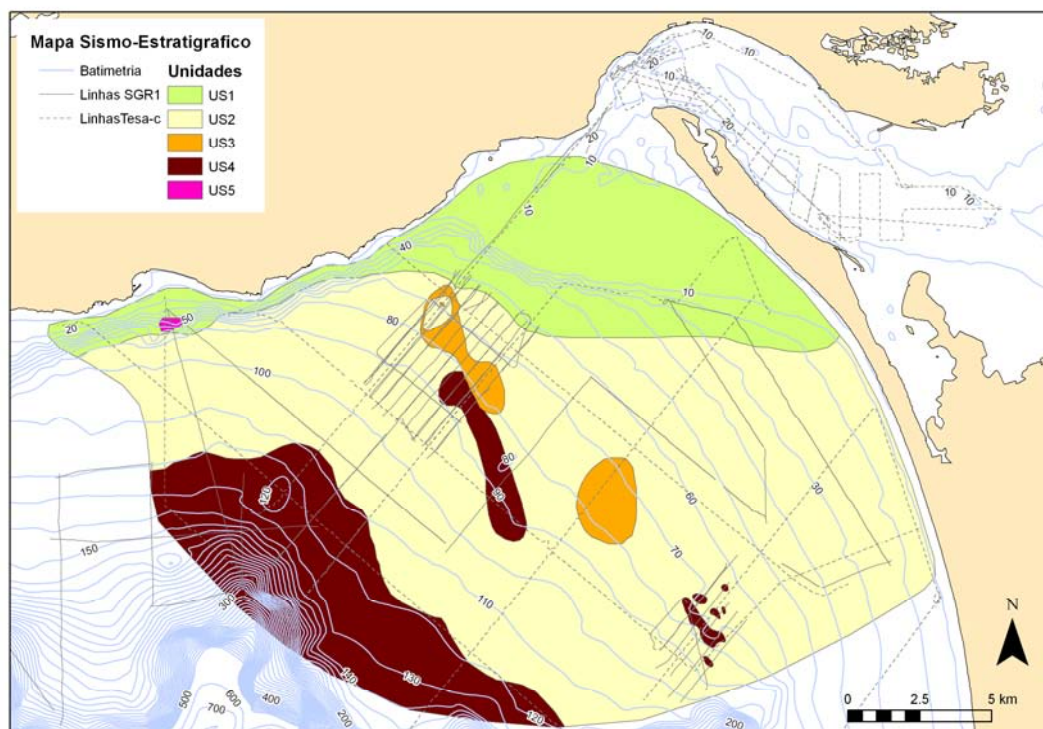


Figura 4.29 – Mapa de afloramento das unidades sismo-estratigráficas definidas.

#### 4.4.7 Cartografia de superfícies

Face às características dos dados de sísmica de alta resolução interpretados, considerou-se que as superfícies susceptíveis de serem modeladas que poderiam ser mais pertinentes para a interpretação dos dados seriam a actual superfície do fundo mar e as superfícies referentes às descontinuidades S2 e S3. A superfície S1, embora também constitua um limite de unidade, não foi modelada porque apenas é claramente identificável em 3 linhas muito próximas. Face a esta limitação na modelação da superfície S1 e à reduzida espessura de US2 optou-se por produzir também apenas dois mapas de isópacas referentes a US1+US2 e a US3.

Uma vez que a densidade de dados (espaçamento das linhas sísmicas) é muito superior na área dos mosaicos 1 e 2 relativamente ao resto da área coberta, optou-se por produzir grelhas com maior resolução (tamanho de célula mais reduzido) na área dos mosaicos. De uma forma geral as superfícies finais foram produzidas com células de 100m na área dos mosaicos e células de 250m na totalidade da área com dados interpretados. Para limitar a interpolação das superfícies à área com dados válidos, foram definidos polígonos envolvendo as zonas com dados interpretados para cada um dos reflectores modelados (Figura 4.30).



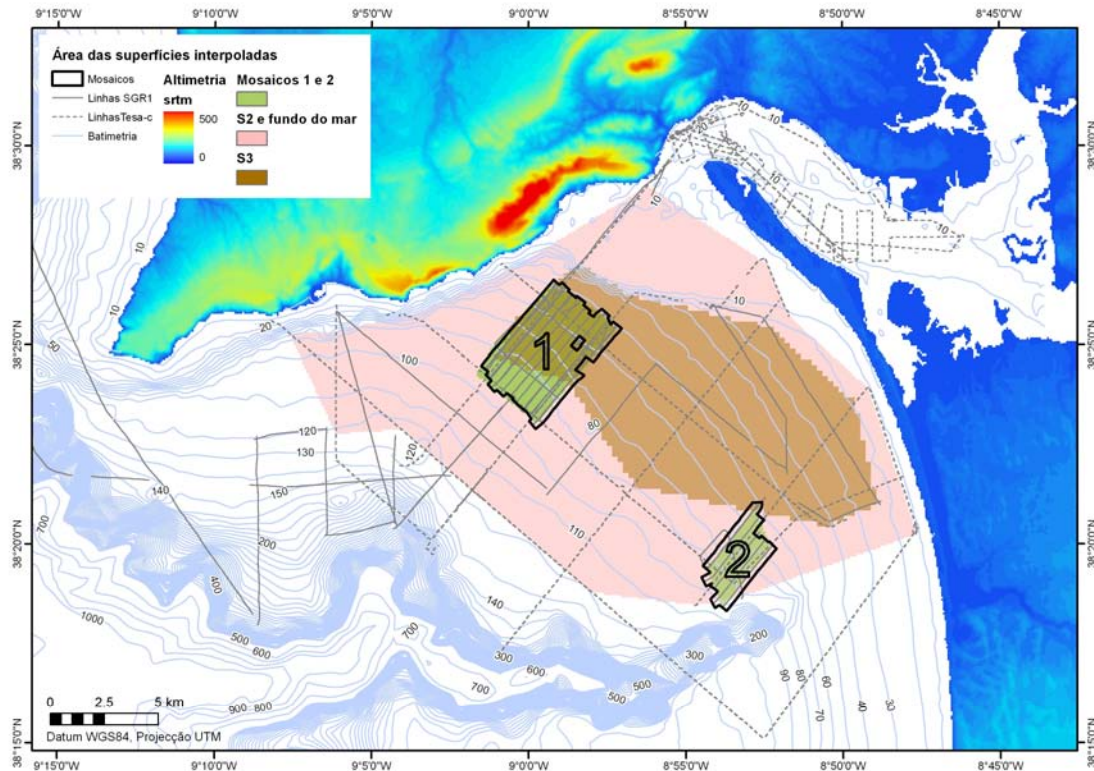


Figura 4.30 – Localização da área útil das superfícies interpoladas. Altimetria representada por grelha com dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA, 2000). Os segmentos de recta a cheio ou tracejado representam as linhas sísmicas de reflexão dos cruzeiros Sadogorob 1 e Tesa, respectivamente. Áreas 1 e 2, áreas cobertas com os levantamentos de maior densidade de sísmica; área rosa, domínio de interpolação para a superfície que representa o fundo e mar e para S2 Área castanha, domínio de interpolação de S3

#### 4.4.7.1 Superfície batimétrica

A superfície correspondente ao fundo do mar foi interpolada nas áreas dos dois mosaicos e para a totalidade da área com dados válidos de S2 (áreas assinaladas a verde e vermelho na Figura 4.30). De uma forma geral, a superfície correspondente ao fundo do mar que foi interpolada para a área maior (Figura 4.31), reproduz bem a batimetria de referência (batimetria cedida pelo IH), caracterizando-se por uma direcção geral NW e uma inclinação média de cerca de 0,4° para SW. Relativamente à variação do declive da superfície destacam-se os seguintes 2 pontos:

- São representadas as tendências gerais das grandes quebras de declive existentes ao longo da costa da Arrábida e ao longo do lobo frontal do delta de vazante, existindo no entanto nestas áreas alguns artefactos na superfície interpolada. Estes artefactos associam-se normalmente as zonas com uma densidade de dados mais baixa e/ou aos limites da zona com dados validos (mapa B da Figura 4.31).

- b) As restantes anomalias de declive detectadas, tanto as associadas a altos como a baixos declives, são geralmente alongadas e orientam-se segundo a direcção NW-SE (paralela à actual linha de costa) ou com menor frequência rodadas a partir desta orientação até se aproximarem da direcção N-S. Perto do litoral da serra da Arrábida estas anomalias são paralelas ao mesmo.

As anomalias de baixo declive (representada a cinzento) distribuem-se em patamares com profundidades médias aproximadas de 30m, 75m e 95m, de orientação NNW-SSE, alinhadas segundo a direcção W-E a WSW-ENE (mapa B da Figura 4.31).

Relativamente às anomalias de alto declive conclui-se que, exceptuando as já referidas no ponto 1, as anomalias detectadas coincidem geralmente com as áreas de afloramento rochoso identificadas a partir dos dados de sísmica e de sonar de varrimento lateral. Constatou-se que a elevação correspondente a faixa de afloramento rochoso identificada na área do mosaico 2 não é representável pelas isolinhas da superfície interpretada (mapa A da Figura 4.31), embora seja detectável por uma anomalia expressiva no mapa em que se representa o declive da superfície por classes (mapa B da Figura 4.31). A elevação correspondente à(s) faixa(s) de afloramento rochoso na área do mosaico 1 não é representável pelas isolinhas da superfície interpretada (mapa A da Figura 4.31) nem pelo mapa em que se representa o declive da superfície por classes (mapa B da Figura 4.31), embora neste último se detectem duas pequenas anomalias que pela sua reduzida expressão não permitem reconhecer as quebras de declive que foram identificadas tanto nos perfis sísmicos como por uma análise mais detalhada da superfície na referida área.

De uma forma geral as superfícies correspondentes ao fundo do mar interpoladas para as áreas dos mosaicos 1 e 2 (Figura 4.32) reproduzem bem a batimetria de referência. As estruturas mais relevantes que se observam em ambas as áreas correspondem às zonas de afloramentos rochosos, representadas por faixas que se destacam por terem declives mais elevados e pela sua orientação segundo a direcção geral NW-SE. Na área do mosaico 1 observam-se duas destas faixas de afloramentos onde se atingem declives na ordem de 1,2° e que localizam as profundidades de aproximadamente 70m e 80m. Embora seja possível seguir estas duas estruturas ao longo de toda a largura do mosaico 1, cada uma das estruturas é mais marcada (declives mais altos e maior continuidade da estrutura) em extremos opostos da área do mosaico. Neste sentido, associa-se ao extremo NW da área do mosaico 1 a faixa de altos declives que ocorre aos 70m e ao extremo SE da área a faixa que ocorre aos 80m. Na área do mosaico 2 observa-se uma faixa de afloramentos rochosos com declives da ordem dos 3° que atravessa continuamente praticamente toda a área do mosaico à profundidade média de 75m. Junto ao bordo SE do mosaico esta faixa de afloramento rochoso termina e inicia-se à profundidade de 85m uma outra faixa de afloramento rochoso que, embora ocorra a uma profundidade um pouco superior, tem características muito semelhantes à primeira (Figura 4.33 e Figura 4.34).

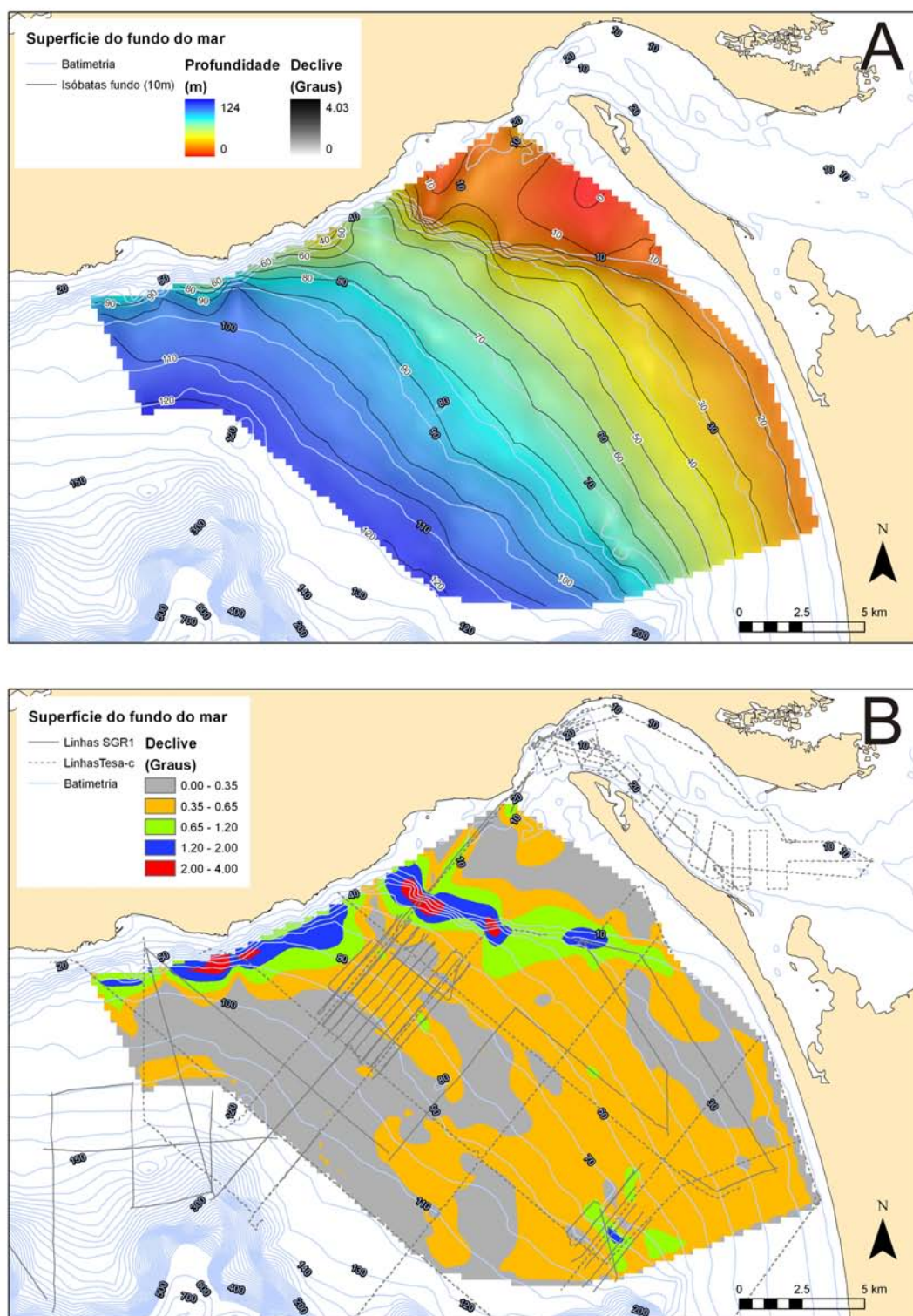


Figura 4.31 – Superfície interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução correspondente ao fundo do mar. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície. B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com 5 classes definidas para o efeito e linhas de dados geofísicos.



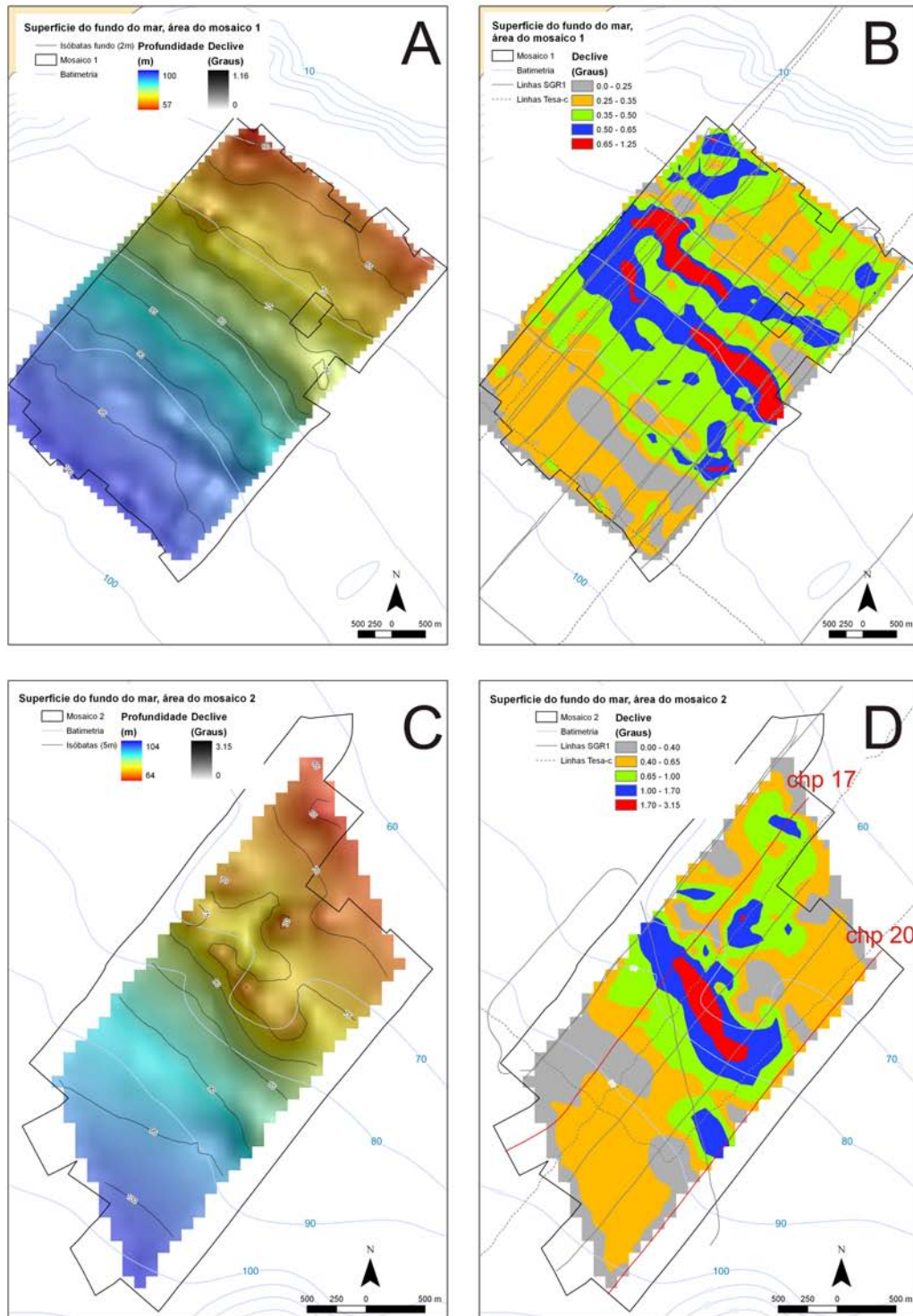


Figura 4.32 - Superfícies interpoladas a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução correspondentes ao fundo do mar na área dos mosaicos. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa da área do mosaico 1 com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas; C – Mapa da área do mosaico 2 com grelha semi-transparente representando a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; D – Mapa da área do mosaico 2 com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos, indicando a posição das 2 linhas de Chirp apresentadas nas Figura 4.33 e Figura 4.34



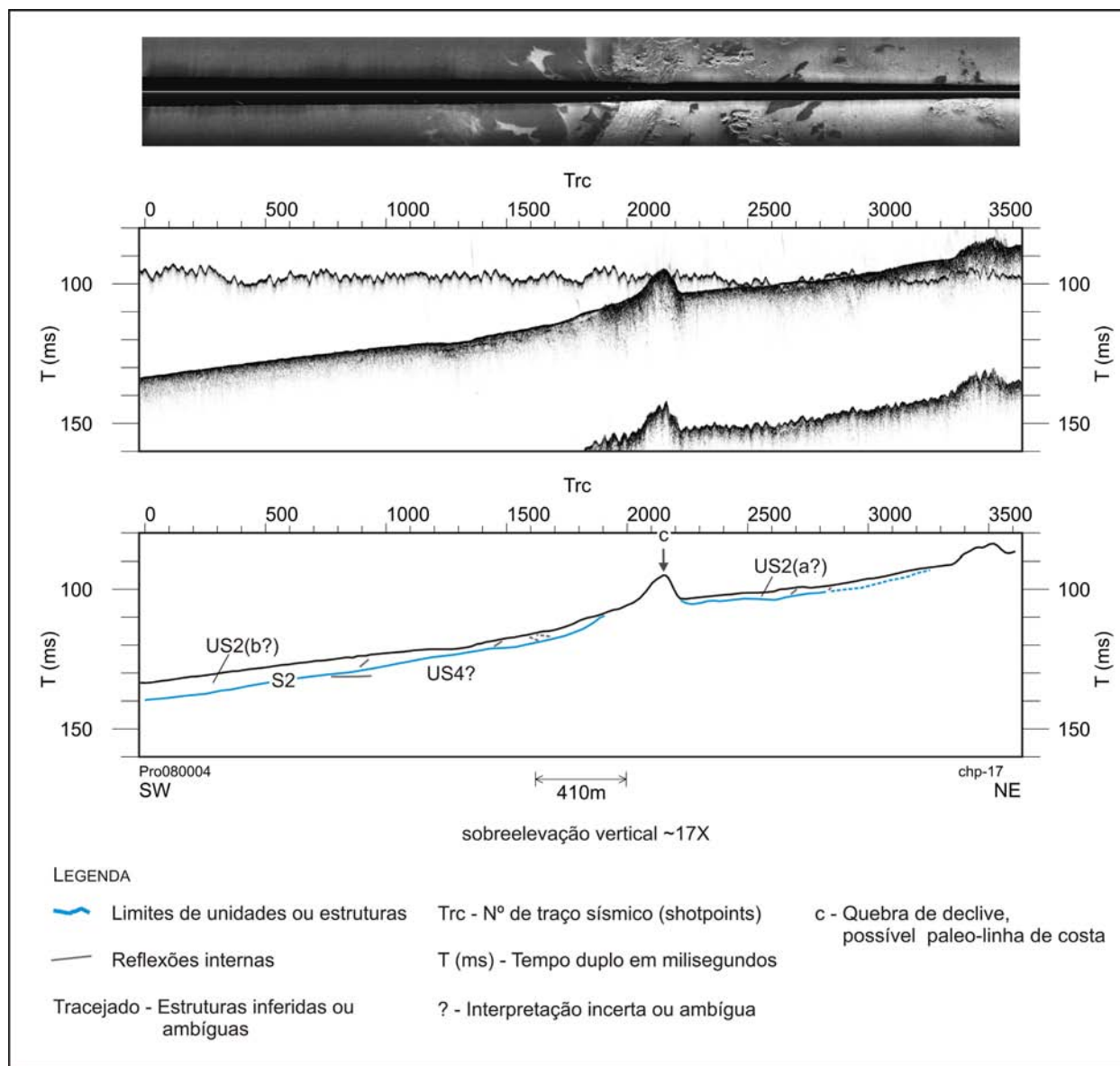


Figura 4.33 - Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_17. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de ~250m para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para a localização do perfil ver Figura 4.32 e Figura 4.17

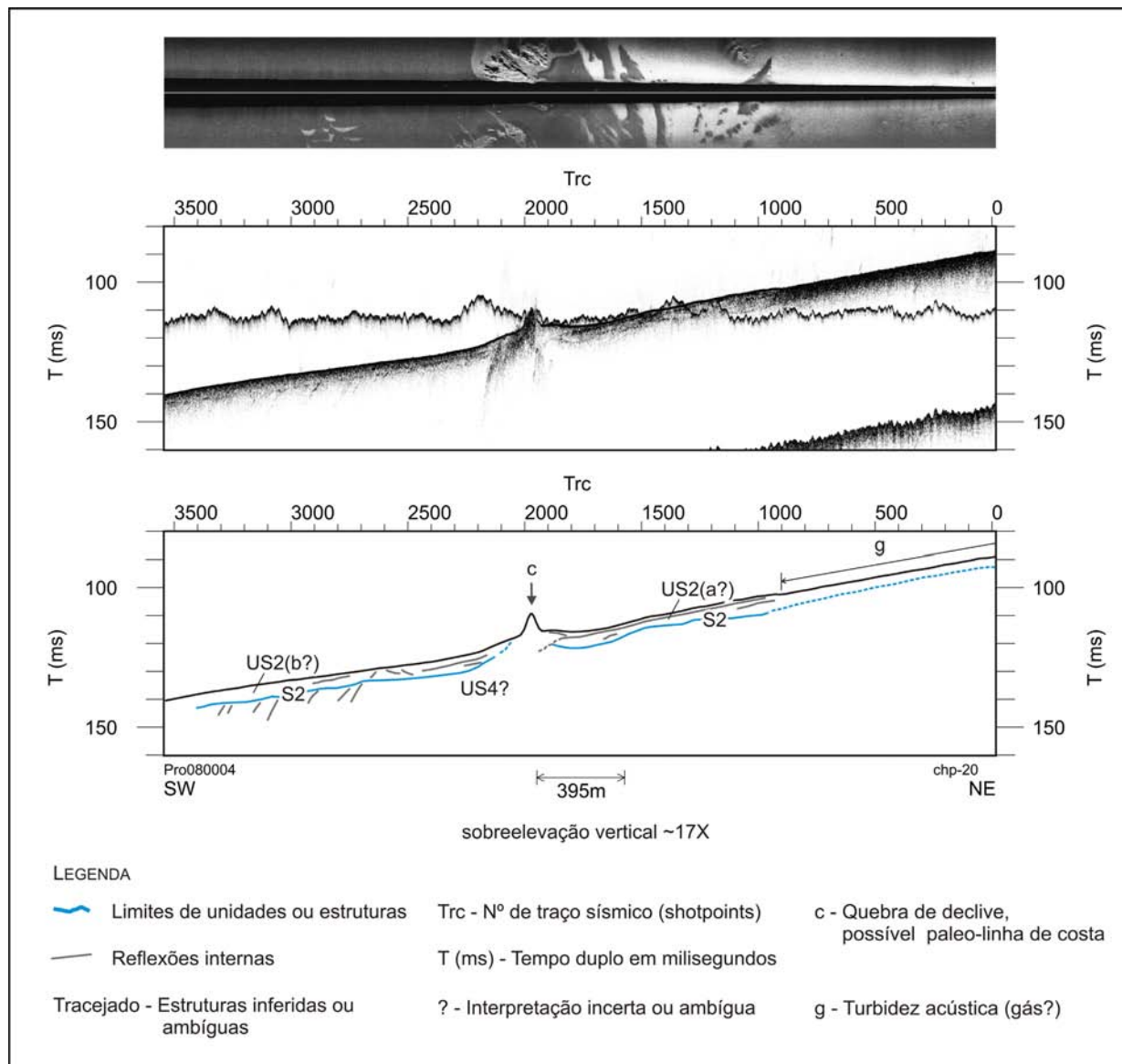


Figura 4.34 - Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_20. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de  $\sim 250m$  para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para a localização do perfil ver Figura 4.32 e Figura 4.17

#### 4.4.7.2 Superfície S2 (base de US2 e topo de US3 e/ou de US4)

A superfície S2 foi interpolada para a totalidade da área em que foi identificada e para a área apenas do mosaico 1 (áreas assinaladas a verde e vermelho na Figura 4.30). Esta superfície desenvolve-se entre os 0m (aflorante no fundo do mar) e os 124m de profundidade. De uma forma geral, apresenta uma atitude (direcção e inclinação) que se assemelha bastante à da actual superfície do fundo do mar (direcção NW-SE, inclinado cerca de  $0,4^\circ$  para SW). As principais anomalias de declive detectadas são áreas de declives mais elevados que definem zonas alongadas segundo a direcção W-E ou NW-SE, sendo esta última direcção a mais relevante, tal como acontece também na superfície do actual fundo do mar. Segue-se uma descrição das principais anomalias de declive identificadas nesta superfície, referindo-se primeiro à totalidade da área interpolada (Figura 4.35) e fazendo-se depois uma análise mais detalhada apenas para a área do mosaico 1 (Figura 4.36). Para a representação da superfície S2 na área do mosaico 1, considerou-se que para além dos mapas habituais (A e B) relativos à profundidade e à distribuição de classes de declive, se justificava excepcionalmente fazer dois mapas adicionais (C e D). Nestes dois mapas adicionais representaram-se as linhas de quebra de declive identificadas na superfície (mapa C) e todas as linhas de sísmica de reflexão de alta resolução interpretadas bem como as 2 linhas de Chirp desta área que se apresentam em figuras (mapa D).

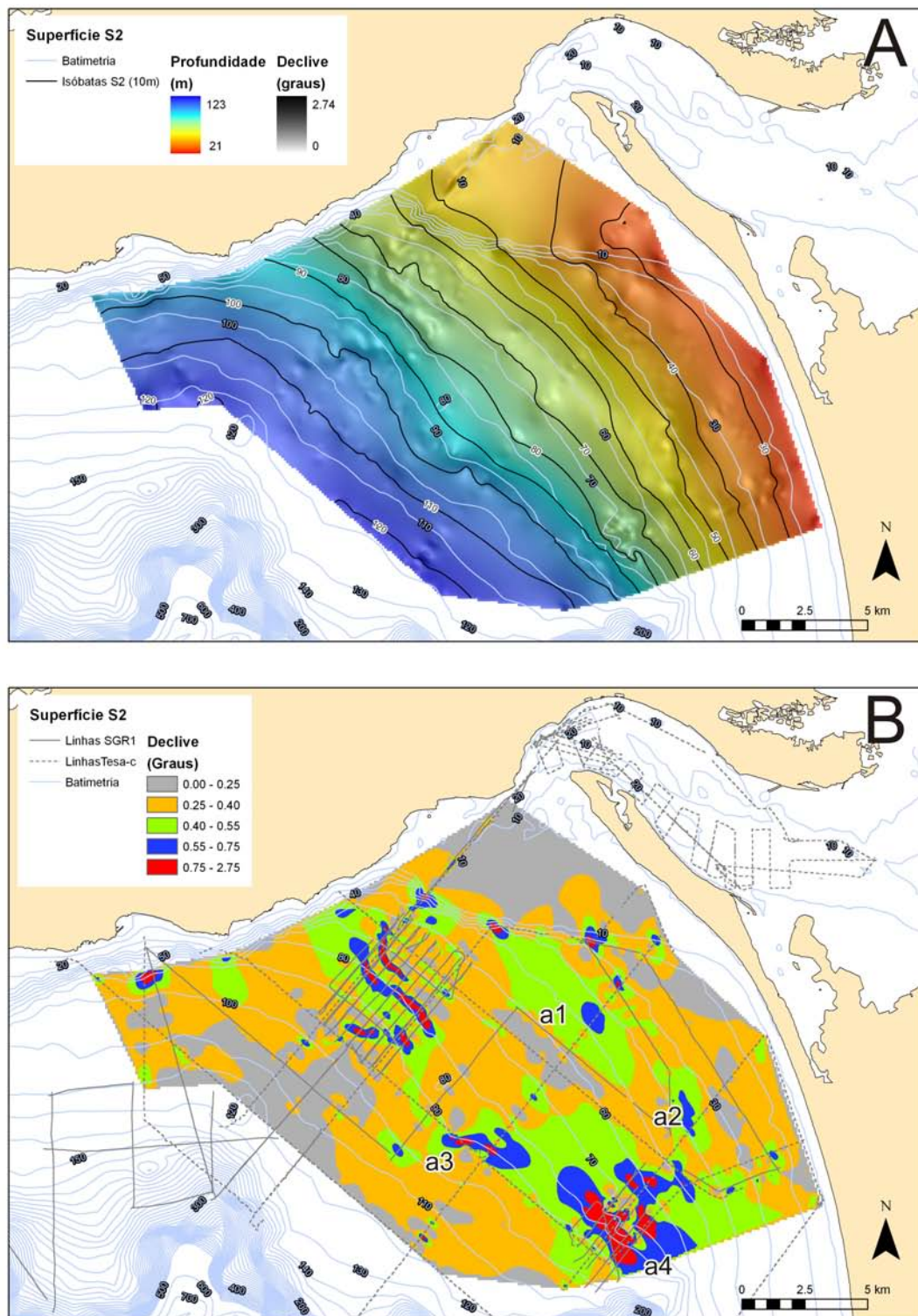


Figura 4.35 - Superfície S2 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas.



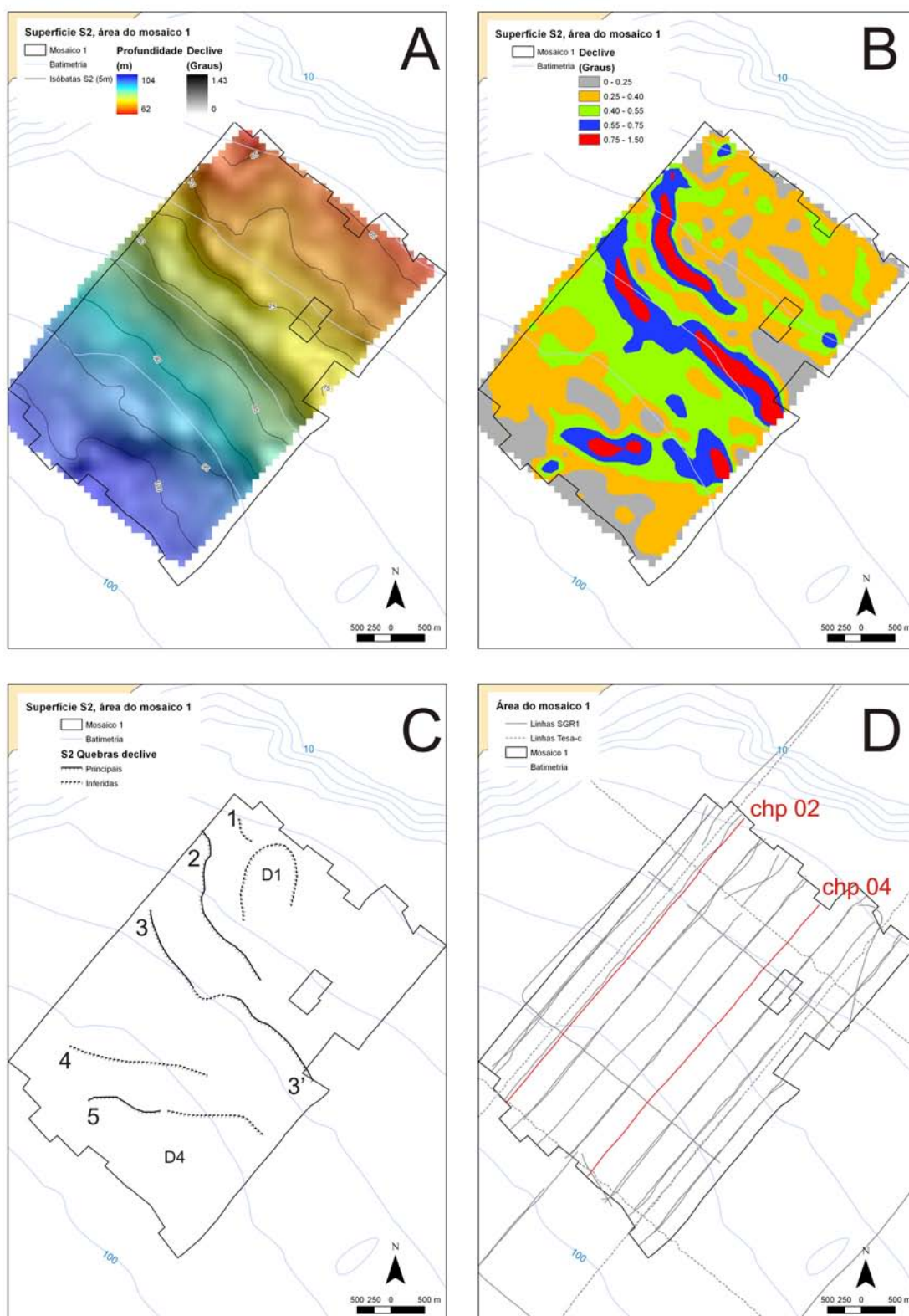


Figura 4.36 - Superfície S2 na área do mosaico 1 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas; C - mapa com as principais quebras de declive; D – Mapa com as linhas de dados geofísicos, assinalando-se a localização das duas linhas de Chirp representadas nas Figura 4.38 e na Figura 4.39, respectivamente

De entre as variações de declive da superfície S2 identificadas para a totalidade da área analisada destacam-se as seguintes 4 anomalias (assinaladas na Figura 4.35 por a1, a2, a3 e a4, respectivamente):

- 1) A anomalia a1 caracteriza-se por declives na ordem de 0,5° (verde a azul no mapa B da Figura 4.35) e forma uma mancha alongada de direcção NW-SE localizada aproximadamente a meio da área interpolada (intersectando a linha tc36) à profundidade média de 45m. A área desta anomalia de declive coincide aproximadamente com o afloramento dos cordões areno-cascalhentos formados por sedimentos grosseiros identificados como areias cascalhentas litoclásticas (AC1) na carta de sedimentos superficiais da plataforma SED5 (IH, 2005);
- 2) A anomalia a2 caracteriza-se por declives na ordem de 0,5° (verde a azul no mapa B da Figura 4.35), forma uma mancha de menor dimensão que a anterior (1) localizando-se para SE desta à profundidade média de 35m e com uma orientação mais próxima de NNW-SSE. À semelhança da anterior, também esta anomalia parece estar associada aos cordões areno-cascalhentos (IH, 2005), mais concretamente ao bordo externo da extremidade Norte do cordão mais extenso que se prolonga para Sul;
- 3) A anomalia a3 caracteriza-se por declives na ordem de 0,7° (azul a vermelho no mapa B da Figura 4.35), formando uma mancha de direcção W-E a cerca de 90m de profundidade na intersecção das linhas tc36 e tc33. Anomalia com características muito semelhantes a uma outra que ocorre no extremo Sul do mosaico 1 (quebra de declive 5) que será descrita mais detalhadamente à frente;
- 4) A anomalia de declive a4 localiza-se na área do mosaico 2 e corresponde a duas faixas de declives elevados (vermelho a azul no mapa B da Figura 4.35) dispostas segundo a direcção geral NW-SE. Estes declives elevados correspondem a zonas de afloramentos rochosos identificados tanto nos dados de sísmica de reflexão como nos de sonar de varrimento lateral. As zonas de declives mais moderados (azul a verde no mapa B da Figura 4.35) associam-se espacialmente, mais uma vez, aos sedimentos grosseiros dos cordões areno-cascalhentos.

Da análise da superfície S2 na área do mosaico 1, resultou o reconhecimento de 3 principais quebras de declive que correspondem a áreas com declive mais elevado, alongadas segundo as direcções NW-SE e W-E, e que são identificáveis nos mapas da Figura 4.35. Para além destas 3 anomalias foram ainda identificadas com base na análise dos perfis sísmicos duas outras quebras de declive menos relevantes. Na Figura 4.36 e na Figura 4.37 ilustram-se esquematicamente as 5 quebras de declive da superfície S2 identificadas pelos números de 1 a 5 por ordem de ocorrência da terra para o mar (Tabela 4.11). Segue-se uma sucinta descrição das 5 quebras de declive da superfície S2 que se identificaram nas linhas sísmicas na área do mosaico 1, sendo que as identificadas com os números 2, 3 e 5 são as principais e as identificadas com os números 1 e 4 são menos relevantes.

- 1) A quebra de declive que ocorre à profundidade mais baixa é a única que constitui uma depressão (ou degrau) em que a zona mais profunda está voltada para terra. Esta depressão, embora apareça muito bem marcada em alguns

perfis (e.g. bmr11figura?), é de difícil identificação na maioria das linhas interpretadas, e não tem expressão morfológica no fundo do mar. Apesar da sua reduzida expressão cartográfica nas linhas interpretadas, considera-se que esta depressão constitui uma estrutura morfológica relevante que poderá ter um significado paleogeográfico o/ou estrutural importante que oportunamente se discutirá;

- 2) A segunda quebra de declive forma um degrau morfológico marcado pelo afloramento da superfície S2 no fundo mar, mostrando um relevo de dureza típico, e um comando de cerca de 4,5m (inclinação de ~2% ou 1,2°). Esta rampa é aproximadamente paralela à linha de costa, orientando-se segundo a direcção NW-SE e posiciona-se aproximadamente sob a actual batimétrica dos 75m. Esta estrutura é frequentemente aflorante e, mesmo quando não aflora, tem geralmente expressão morfológica no fundo do mar. Embora esta estrutura seja claramente identificável nas linhas sísmicas a NW, torna-se difícil de distingui-la da quebra de declive seguinte (quebra 3) nas linhas sísmicas próximas do limite SE da área do mosaico 1;
- 3) A terceira quebra de declive é muito semelhante à anterior, constituindo também um degrau morfológico que se posiciona aproximadamente sob a actual batimétrica dos 80m, formando uma rampa (ou escarpa) com um comando que atinge cerca de 5m e uma orientação geral NW-SE. Esta escarpa tem normalmente expressão morfológica no fundo do mar, embora não seja aflorante tão frequentemente como a anterior. Junto ao bordo SE da área do mosaico 1, as quebras de declive 2 e 3 parecem coalescer;
- 4) A quarta quebra de declive é muito mais suave que as duas anteriores. Esta quebra de declive coincide aproximadamente com o ponto em que a superfície S2 intersecta a descontinuidade subjacente, S3, que também foi interpretada como uma superfície erosiva. À medida que se progride para SE a intersecção com a descontinuidade S3 tende a ocorrer a profundidades mais baixas (ou seja, mais para NE), sugerindo que a estrutura terá uma orientação geral próxima de W-E;
- 5) A quinta quebra de declive identificada embora tenha uma morfologia semelhantes à das quebras 2 e 3, tem uma orientação geral W-E, tal como a quebra de declive número 4. Acresce ainda que, embora o desnível associado a esta quebra de declive seja da ordem dos 5m, a transição de cota é normalmente feita de uma forma mais suave, não existindo propriamente uma escarpa associada e não se identificou expressão morfológica da estrutura no fundo do mar.



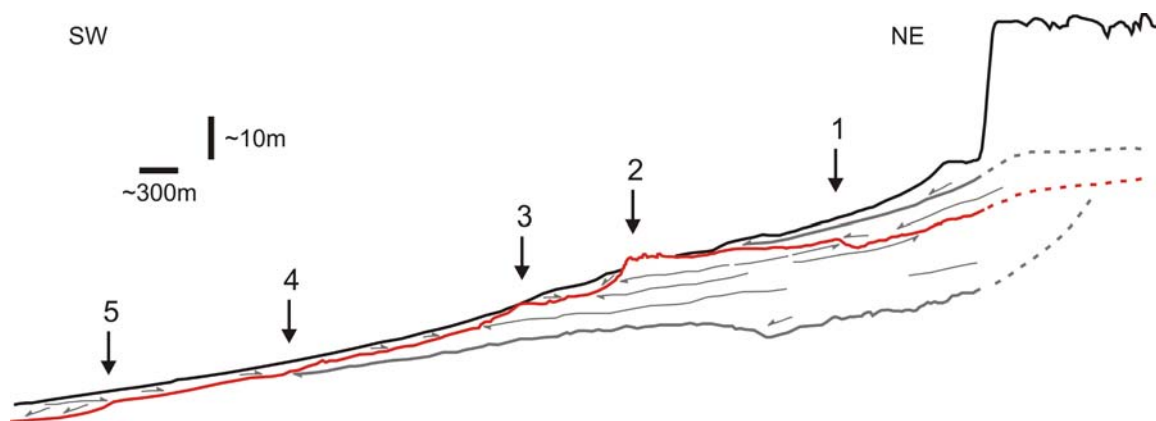


Figura 4.37 - Perfil esquemático ilustrando a morfologia da superfície S2 (a vermelho) e a sua relação com o fundo do mar (a negro), os principais reflectores (a cinza traço grosso) e as reflexões internas das unidades sísmicas consideradas (a cinza traço fino). Os números de 1 a 5 indicam as principais quebras de declive da superfície identificadas aproximadamente às profundidades (em m relativas ao actual nível médio do mar) de 65, 75, 80, 85 e 95 a 100, respectivamente.

Tabela 4.11 – Cotas (relativas ao nível médio do mar), em m, das 5 quebras de declive identificadas na superfície S2.

Quebra de declive	Exemplos de linhas onde se identifica	Direcção geral	Cota média estimada, em m, abaixo do nível médio do mar		
			Topo	Base	Desnível
1	bmr11, chp02	NW-SE ?	64	65	1,5
2	bmr09, chp07	NW-SE	72	76	4.5
3	bmr08, chp06	NW-SE	78	83	5
4	tc20,	W-E a WSW-ENE	94		---
5	Bmr10	W-E a WSW-ENE	93	99	5

As três quebras de declive mais relevantes (2, 3 e 5) definem patamares morfológicos correspondentes a superfícies de aplanção cujas cotas médias correspondem aproximadamente às cotas estimadas para os topos das quebras de declive (Tabela 4.11), que se representam esquematicamente na Figura 4.37 e se identificam nos perfis de Chirp apresentados nas Figuras 4.38 e Figura 4.39.

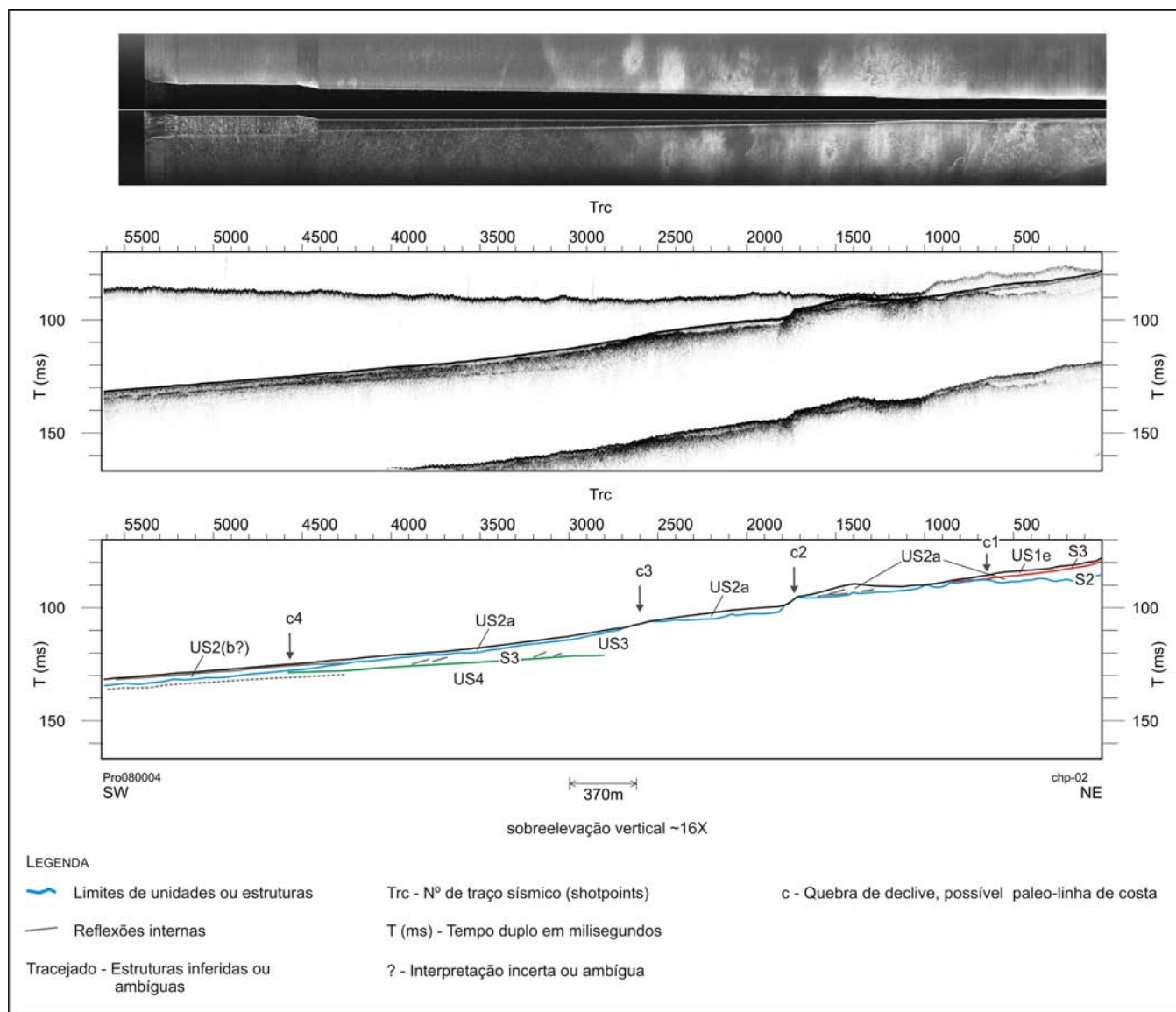


Figura 4.38 - Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_02. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de ~250m para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para localização do perfil ver Figura 4.36 e Figura 4.17

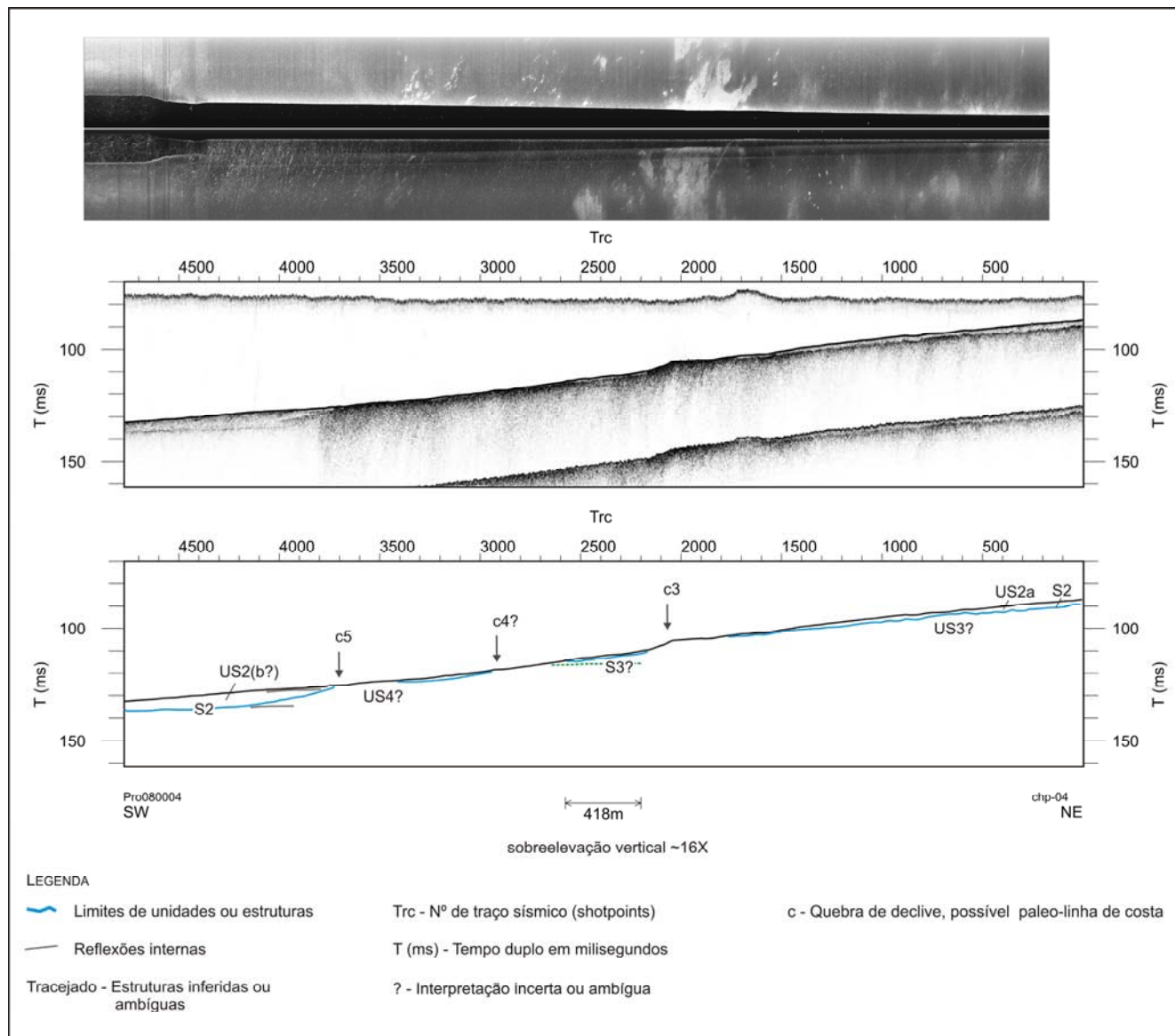


Figura 4.39 – Imagem composta com dados recolhidos com o equipamento GeoChirp1 ao longo da Linha chp\_04. No topo, dados não processados de sonar de varrimento lateral, com um alcance lateral de ~250m para cada lado da linha de nadir, com áreas de retrodispersão altas e baixas representadas por tons claros e escuros, respectivamente; ao centro, perfil de sísmica de reflexão Chirp processado; em baixo esquema interpretativo do perfil sísmico apresentado. Para localização do perfil ver Figura 4.36 e Figura 4.17

#### **4.4.7.3 Superfície S3 (base de US3 e topo de US4)**

A superfície S3, corresponde à base e ao topo das unidades sísmicas US3 e US4 respectivamente. Esta superfície foi interpolada para a totalidade da área em que foi identificada e para a área apenas do mosaico 1 (Figura 4.40 e Figura 4.41, cujas áreas úteis são assinaladas a castanho claro e verde na Figura 4.30). Esta superfície desenvolve-se entre cerca de 96m a 34m de profundidade, tem uma inclinação média de 0,3°, atinge valores de inclinação máximos na ordem de 1,2° e é marcada pela presença de duas depressões.

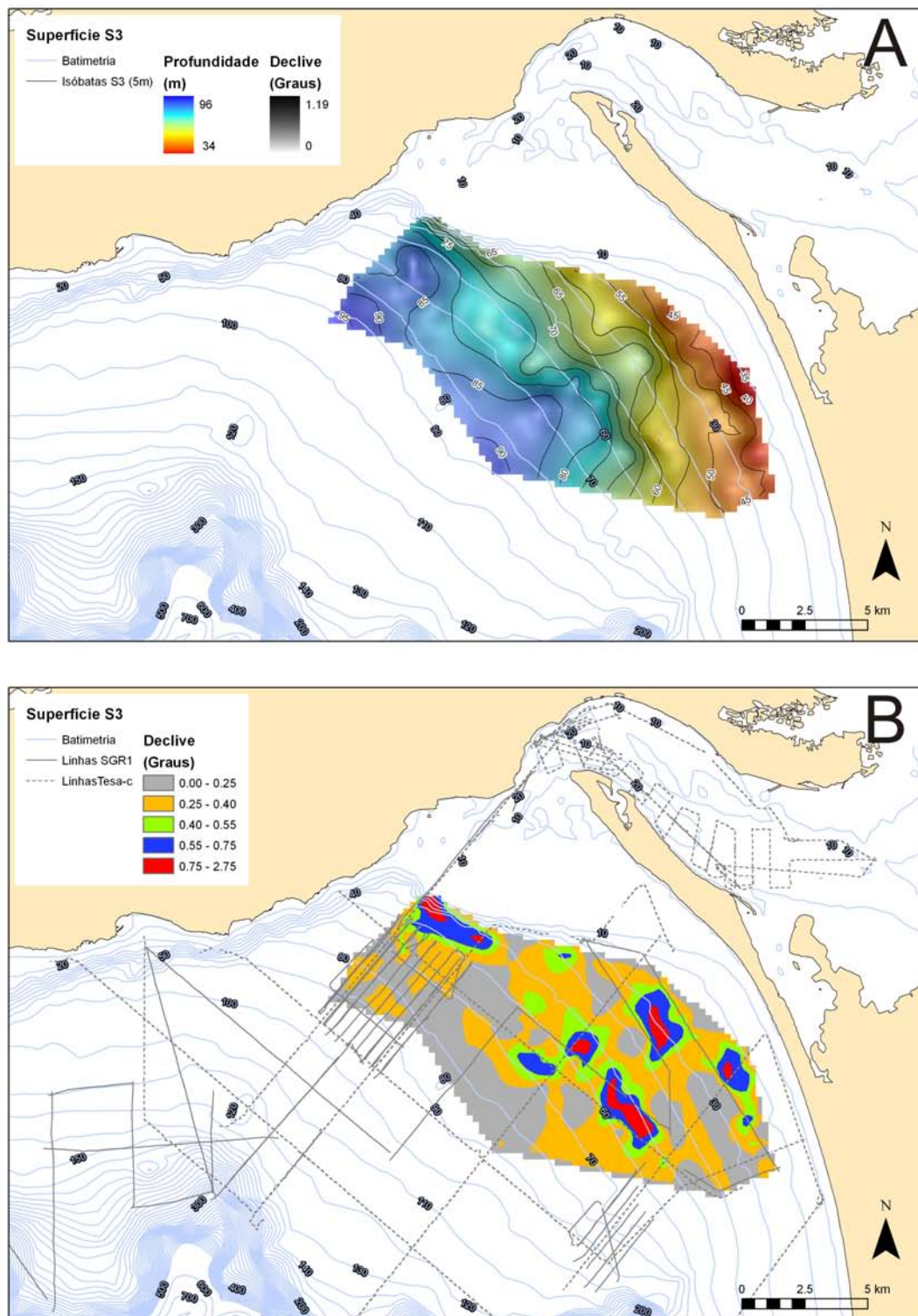


Figura 4.40 - Superfície S3 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas.



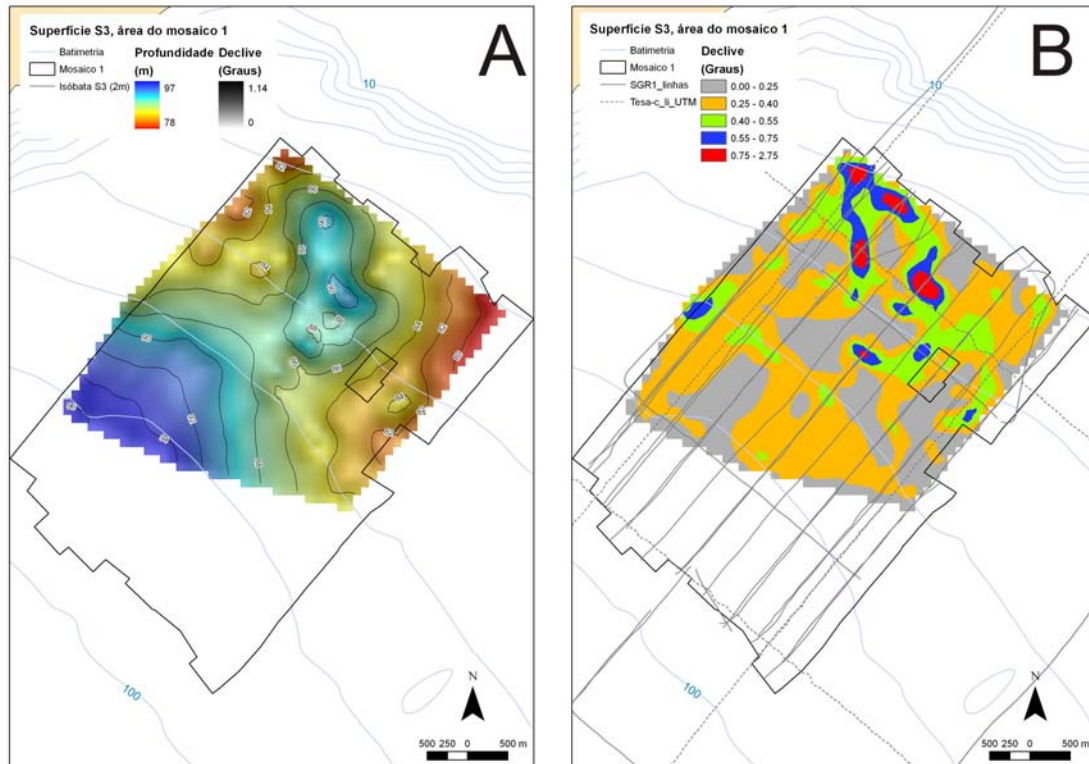


Figura 4.41 - Superfície S3 na área do mosaico 1 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente representado a profundidade sobre grelha representando o declive da superfície; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes e linhas de dados geofísicos sobrepostas;

A depressão de maiores dimensões constitui um vale drenante de NE para SW, que está localizado ao largo da metade Sul da península de Tróia, entre os mosaicos 1 e 2, e que, aparentemente, individualiza dois sectores desta superfície com diferentes atitudes. Um sector a Norte do referido vale em que a superfície tem uma direcção aproximada NW-SE (concordante portanto com a actual superfície batimétrica na área) e um sector a Sul do vale em que a superfície tem uma direcção próxima de N-S (que é uma direcção semelhante à da actual batimetria na área a sul da cabeceira do canhão de Setúbal). Neste vale é possível distinguir dois sectores com diferentes morfologias, cuja fronteira se localiza a cerca de 50m de profundidade, o que corresponde aproximadamente a isóbata de S3 dos 70m. No sector a montante o vale é simétrico relativamente ao seu talvegue e tem uma largura de cerca de 1300m. Para jusante da referida cota o vale tem uma morfologia mais complexa, denotando mais do que um talvegue que poderá resultar da confluência de afluentes e/ou divagação do vale e uma largura total na ordem dos 2000m.

A depressão de menores dimensões que marca a superfície S3 localiza-se no extremo Norte do mosaico 1 (Figura 4.41). Apesar das suas menores dimensões, a morfologia desta depressão pôde ser definida com uma maior resolução e segurança visto que tanto a densidade como a qualidade dos dados sísmicos da área são substancialmente melhores. Trata-se de uma depressão alongada segundo uma direcção geral próxima de N-S, tem um comprimento de cerca de 2000m e uma largura variando entre cerca de 900m e 1500m. A zona mais profunda desta depressão situa-se aproximadamente

sob a actual batimétrica dos 65m e corresponde a isóbata de S3 dos 90m. Tendo em conta que o perímetro da depressão é definido pela isóbata de S3 dos 86m, a sua profundidade máxima será de aproximadamente 4m. O contorno elíptico desta depressão é interrompido no seu extremo sul por um vale drenante de NE para SW. A cabeceira deste vale localiza-se à profundidade de cerca de 75m, que corresponde aproximadamente à isóbata de S3 dos 88m.

#### **4.4.7.4 Mapas espessura das unidades**

A espessura do conjunto das unidades US1+US2 e a da unidade US3 foram calculadas para a totalidade da área com dados válidos e para a área do mosaico 1 (Figura 4.42 e Figura 4.43, cujas áreas úteis são assinaladas na Figura 4.30). Optou-se por não individualizar as unidades US1 e US2 face à dificuldade em modelar a superfície S1 que as separa. Alternativamente, foi assinalado no mapa respectivo (figura 4.41 A) o limite entre as unidades US1e US2. Deste modo, a espessura da coluna sedimentar modelada deverá ser referente apenas à unidade US2 na área para sul do referido limite, e ao conjunto das unidades US1+US2 na área para Norte desse limite.



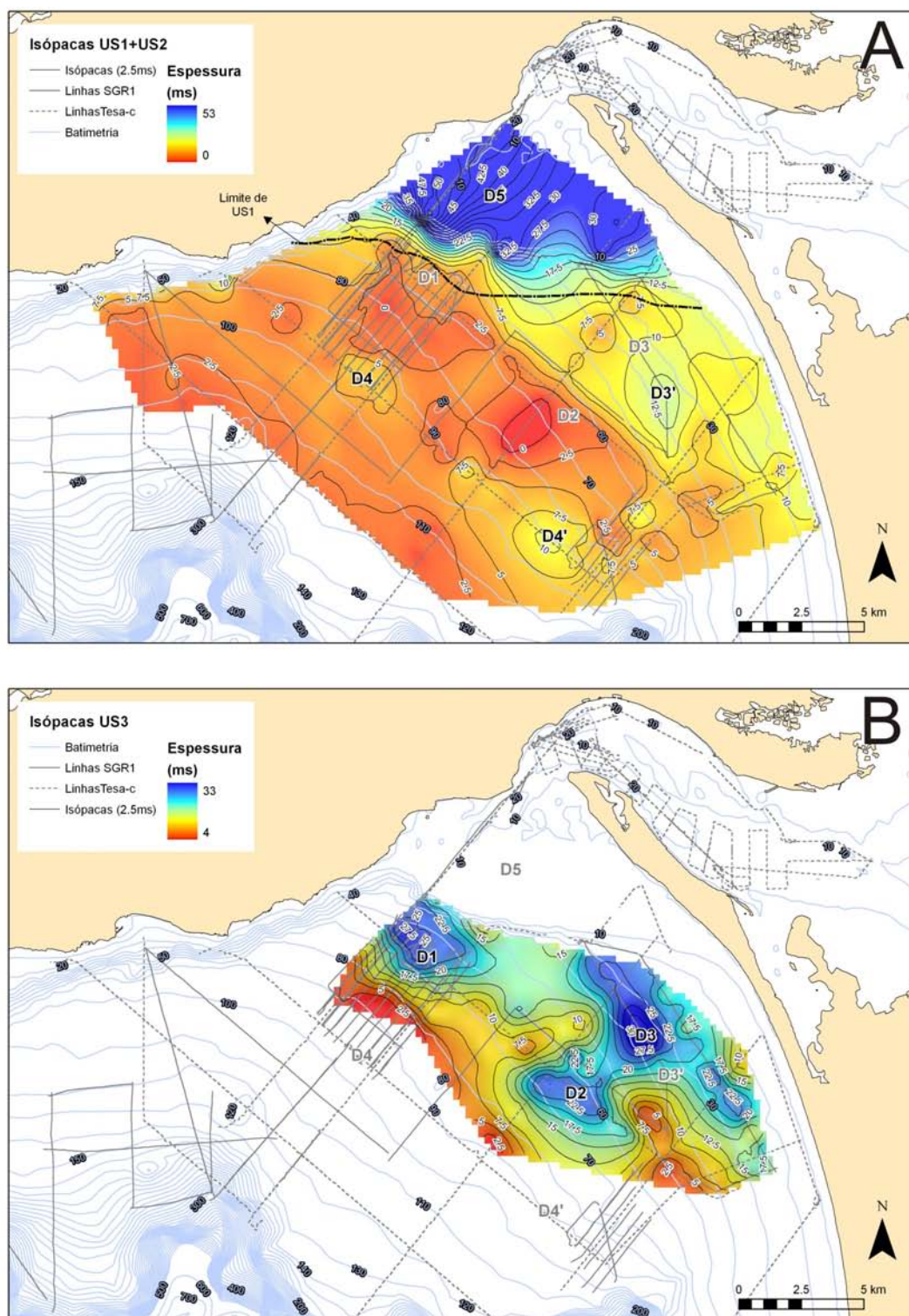


Figura 4.42 – Representação da espessura (em tempo) das unidades sísmicas. Superfícies interpoladas para a totalidade da área com dados de sísmica de reflexão de alta resolução validos. A – Isópacas e respectiva superfície relativas às unidades US1 e US2; B – Isópacas e respectiva superfície relativas à unidade US3

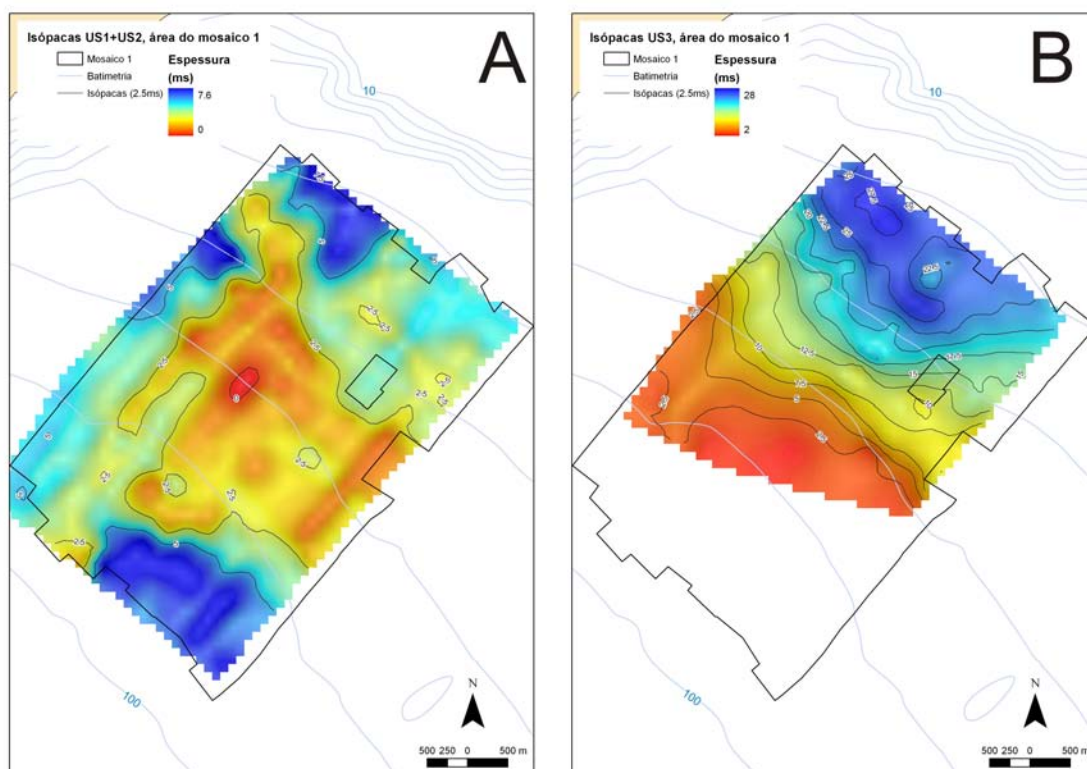


Figura 4.43 – Representação da espessura (em tempo duplo) das unidades sísmicas. Superfícies interpoladas a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução da área do mosaico 1., A – Isópacas e respectiva superfície relativas às unidades US1 e US2; B – Isópacas e respectiva superfície relativas à unidade US3

A área para Norte do limite entre US1 e US2 corresponde ao delta de vazante do estuário do Sado e foi identificada como o depocentro 5 (D5, Figura 4.42 e Tabela 4.12). Neste depocentro, a espessura da coluna sedimentar modelada correspondente ao conjunto das duas unidades e atinge valores máximos na ordem dos 53ms (~39m), estimando-se que a contribuição da unidade US2 para esse valor não exceda os 10ms a 15ms. A espessura máxima de sedimentos é atingida na zona do lobo frontal do delta de vazante. Face ao seu forte declive e á má distribuição espacial dos dados disponíveis nessa área o modelo morfológico criado para esta estrutura tem artefactos pontuais claramente identificáveis que, porém, não deverão ter repercussões na estimativa feita para a espessura máxima da coluna sedimentar.

Na área para Sul do limite entre US1 e US2 a coluna sedimentar modelada corresponde apenas a US2. Constata-se que nesta área US2 ocorre essencialmente ao longo de duas faixas aproximadamente paralelas à linha de costa de Tróia (NW-SE), sendo estas faixas separadas por uma zona com cerca de 3km a 4km de largura ao longo da qual US2 tem uma espessura muito reduzida ou é mesmo inexistente (Figura 4.42 e Figura 4.43).

A faixa mais interna ao longo da qual ocorre US2 estende-se desde o limite interno da zona modelada até cerca dos 60m de profundidade e atinge uma espessura máxima de sedimentos na ordem de 13ms (~10m) na área do depocentro 3 (D3', Figura 4.42 e Tabela 4.12). O depocentro D3' tem cerca de 2km de comprimento por 1km de largura, orienta-se segundo a direcção N-S e o seu centro projecta-se sobre o fundo

mar á profundidade de aproximadamente 35m. Pela sua posição e orientação, o depocentro D3' correlaciona-se espacialmente com a ocorrência dos sedimentos superficiais identificados como areia grosseira litoclástica (AG1) (IH, 2005).

A faixa mais externa ao longo da qual ocorre a unidade US2 localiza-se aproximadamente à profundidade da cabeceira do canhão de Setúbal. Ao longo desta faixa individualizaram-se dois depocentros D4 e D4' (Figura 4.42 e Tabela 4.12), separados por uma zona com cerca de 2km de largura ao longo a qual a espessura de US2 é muito reduzida. O depocentro D4 é o menor dos dois, enquadrando-se entre os 90m e os 100m de profundidade do actual fundo do mar. Este pequeno depocentro tem cerca de 2,5km de comprimento por 1,5km de largura e atinge uma espessura máxima de sedimentos de cerca de 7ms (~5m). O depocentro D4', oblongo com elongação NW-SE, forma com o anterior um alinhamento até à cabeceira do canhão de Setúbal. Este depocentro D4' enquadra-se entre os 75m e os 110m de profundidade do fundo do mar actual, tem cerca de 6,5km de comprimento por 3km de largura e a espessura máxima de sedimentos de US2 atingida é na ordem dos 10ms (~7,5m).

Na unidade sísmica US3 foram assinalados 3 depocentros principais (D1, D2 e D3, Figura 4.42 e Tabela 4.12), cujas localizações são aproximadamente coincidentes com as depressões descritas da superfície S3. Correspondendo D1 à depressão de S3 localizada no extremo Norte do mosaico 1 (Figura 4.41) e D3 e D2 aos sectores Norte e Sul, respectivamente, do vale drenante de NE para SW que constitui o principal elemento morfológico de S3 (Figura 4.40).

O depocentro D3 é o de maiores dimensões e o que se situa mais perto da costa, correspondendo a localização do seu eixo à profundidade de 35m do actual fundo do mar. Este depocentro tem uma orientação concordante com a batimetria actual (NW-SE a NNW-SSW) um comprimento de cerca de 4km por uma largura de 2km e a espessura máxima de sedimentos atingida é da ordem de 32ms (~24m). Para fora da área de influência associada ao depocentro D3, o corpo sedimentar correspondente prolonga-se com espessuras na ordem dos 15ms a 20ms (11m a 15m) ligando-se para Sul a D2, para Oeste a D1 e para sudeste a um depocentro menor (3km por 1km) com uma orientação concordante com a batimetria actual e onde se atingem espessuras sedimentares na ordem dos 24ms (~18m).

Os depocentros D1 e D2 localizam-se aproximadamente no mesmo alinhamento (NW-SE), situando-se os seus eixos numa posição correspondente uma profundidade média de cerca de 65m no actual fundo do mar. O depocentro D2 tem um comprimento de cerca de 3km por uma largura de 1km e a espessura máxima de sedimentos atingida é da ordem de 25ms (~19m). Este depocentro é flanqueado tanto a Norte como a Sul por zonas alongadas nas quais US3 tem espessura reduzida. O depocentro D1 tem um comprimento de cerca de 2,5km por uma largura de 2km e a espessura máxima de sedimentos atingida é da ordem de 28ms (~21m). O corpo sedimentar associado a este depocentro parece prolongar-se para o largo ao longo de uma depressão de S3 (vale) que se desenvolve ao longo do extremo Oeste da área do mosaico 1 (Figura 4.41 e Figura 4.43).

Tabela 4.12 – Características dos depocentros definidos. Localização do seu ponto central relativamente a actual profundidade do fundo do mar e à posição na área interpolada, espessura máxima de sedimentos, orientação da sua maior dimensão (comprimento), cotas aproximadas (em m relativos ao NM) das superfícies que definem a sua base e topo, comprimento e largura estimados (em km)

Depocentro	Unidade	Localização		Espessura máxima (ms)	Orientação geral	Cotas superfícies (m)		Compr. (km)	Largura (km)
		Prof. média	Área			Base	Topo		
D1	US3	65	W	28	W-E a NW-SE	90	66	2,5	2
D2	US3	65	E	25	NW-SE	88	65	3	1
D3	US3	35	NE	32	N-S a NW-SE	67	43	4	2
D3'	US2	35	NE	13	N-S	66	56	2	1
D4	US2	95	SW	7	NW-SE	101	99	2,5	1,5
D4'	US2	90	SE	10	NW-SE	101	96	6,5	3
D5	US1+US2	Delta de vazante	NW	53 (~40 US1 + 10 US2)	---	54	12	10	5,5

#### 4.4.7.5 Síntese da cartografia de superfícies.

##### Fundo do mar actual

De uma forma geral, a superfície correspondente ao fundo do mar que foi interpolada para a área maior reproduz bem a batimetria de referência. As anomalias de declive detectadas nessa superfície, tanto as associadas a altos como a baixos declives, são geralmente alongadas e orientam-se segundo a direcção NW-SE (paralela à actual linha de costa) ou, embora com menor frequência, rodadas a partir desta orientação até se aproximarem da direcção N-S. As anomalias de baixo declive ocorrem escalonadas segundo a direcção W-E a WSW-ENE, dispondo-se em patamares com profundidades médias aproximadas de 30m, 75m e 95m sendo o último destes patamares de definição mais ambígua. As anomalias de alto declive coincidem geralmente com as faixas de afloramento rochoso identificadas a partir dos dados de sísmica e de sonar de varrimento lateral. A faixa de afloramento rochoso do mosaico 2 é identificável na superfície de menor resolução interpolada para a área maior, no entanto a(s) faixa(s) de afloramento na área do mosaico 1 apenas são detectadas na superfície com maior resolução interpolada especificamente para essa área.

##### Superfície S2

De uma forma geral, a superfície S2 apresenta uma atitude que se assemelha bastante à da actual superfície do fundo do mar (direcção NW-SE, inclinado cerca de 0,4° para SW). As principais anomalias de declive detectadas são áreas de declives mais elevados que definem zonas alongadas segundo a direcção W-E ou NW-SE, sendo esta última direcção a mais relevante, tal como acontece também na superfície do actual fundo do mar.

Na superfície S2 interpolada para a totalidade da área com dados válidos destacam-se 4 áreas (anomalias) com declive mais elevados. Duas áreas com uma geometria

concordante com a actual superfície batimétrica e localizadas sob as profundidades actuais de 45m e 35m que se correlacionam espacialmente com os sedimentos grosseiros associados aos cordões areno-cascalhentos. Uma terceira área localizada na zona do mosaico 2 em que os declives mais elevados correspondem a afloramentos rochosos e os declives mais moderados se associam, mais uma vez, aos sedimentos grosseiros dos cordões areno-cascalhentos. Por fim destaca-se uma quarta área com declives elevados que se orienta segundo a direcção W-E e se localiza sob a actual profundidade de 90m.

Na superfície S2 interpolada apenas para a área do mosaico 1 destacam-se 3 quebras de declive (ou anomalias de declive) principais. Duas correspondem a rampas (ou escarpas) com uma inclinação de cerca de  $1,2^\circ$  e um comando de 5m que se orientam paralelamente a actual linha de costa (NW-SE), posicionando-se aproximadamente sob as actuais batimétricas dos 75m e os 80m. A terceira quebra de declive tem uma orientação W-E, posiciona-se entre as actuais batimétricas dos 90m e dos 100m e tem um comando também na ordem dos 5m, embora não aflore nem tenha uma expressão morfológica evidente no fundo do mar.

As anomalias de baixo declive da superfície batimétrica e de alto declive da superfície S2 têm uma disposição que sugere um padrão de relacionamento em que às anomalias de alto declive de S2 se associa normalmente uma anomalia de baixo declive do actual fundo do mar que ocorre justaposta à primeira para o lado de terra.

### **Superfície S3**

A superfície S3 tem uma inclinação média de  $0,3^\circ$ , atinge valores de inclinação máximos na ordem de  $1,2^\circ$  e é marcada pela presença de duas depressões. A depressão de maiores dimensões constitui um vale drenante de NE para SW, que está localizado ao largo da metade Sul da península de Tróia e que, aparentemente, individualiza dois sectores desta superfície com diferentes atitudes. Um sector a Norte, em que a superfície tem uma direcção média NW-SE (concordante portanto com a actual superfície batimétrica na área) e um sector a Sul do vale em que a superfície tem uma direcção próxima de N-S (que é uma direcção semelhante à da actual batimetria a sul da cabeceira do canhão de Setúbal). A depressão de menores dimensões que marca a superfície S3 localiza-se no extremo Norte do mosaico 1, é alongada segundo uma direcção geral próxima de N-S, tem um comprimento de cerca de 2000m e uma largura variando entre cerca de 900m e 1500m. A zona mais profunda desta depressão situa-se aproximadamente sob a actual batimétrica dos 65m. O contorno elíptico desta depressão é interrompido no seu extremo SW por um vale drenante de NE para SW, cuja cabeceira se localiza à profundidade de cerca de 75m.

### **Mapas de isópacas e isóbatas**

Foram estimadas as espessuras dos corpos sedimentares associados ao conjunto das unidades US1+US2 e da unidade US3. Da análise dos mapas de isópacas destes corpos sedimentares resultou a identificação de 7 depocentros. Um desses depocentros foi associado ao conjunto das unidades US1+US2 (D5), três foram associados à unidade US2 (D4', D4 e D3') e outros três à unidade US3 (D1, D2 e D3).

O depocentro D5 corresponde ao delta de vazante do estuário do Sado, onde a espessura da coluna sedimentar englobando as unidades US1 e US2 tem valores máximos na ordem dos 53ms ( $\sim 39$ m), estimando-se que a contribuição da unidade US2 para esse valor não exceda os 10ms a 15ms.



A Sul do delta de vazante do estuário, US2 ocorre essencialmente ao longo de duas faixas aproximadamente paralelas à linha de costa de Tróia (NW-SE).

A faixa mais interna ao longo da qual ocorre US2 estende-se desde o limite interno da zona modelada até cerca dos 60m de profundidade e atinge uma espessura máxima de sedimentos na ordem de 13ms (D3'). Na faixa mais externa US2 atinge espessuras máximas de 10ms, localizando-se esta aproximadamente à profundidade da cabeceira do canhão de Setúbal (~90m) e englobando dois depocentros D4 e D4' separados por uma zona com cerca de 2km de largura ao longo a qual a espessura de US2 é muito reduzida.

Os 3 depocentros de US3 localizam-se aproximadamente sobre as depressões descritas da superfície S3. Correspondendo D1 à depressão de S3 localizada no extremo Norte do mosaico 1, enquanto S3 e S2 correspondem aos sectores Norte e Sul, respectivamente, do vale drenante de NE para SW que constitui o principal elemento morfológico de S3. O depocentro D3 é o de maiores dimensões e o que se situa mais perto de costa. O seu eixo localiza-se à actual profundidade de 35m e a espessura de sedimentos atinge 32ms. Para fora da área de influência associada ao depocentro D3, o corpo sedimentar correspondente prolonga-se com espessuras na ordem dos 15ms a 20ms ligando-se para Sul a D2, com espessura máximas de 25ms, para Oeste a D1 com espessura máximas de 28ms, e para Leste a um depocentro menor onde se atingem espessuras sedimentares na ordem dos 24ms. A isóbata dos 15ms de US3 serpenteia sob uma área que abarca as actuais batimétricas dos 30m aos 70m, contornando os vários depocentros de US3 e delimitando as zonas de comunicação entre eles. Para Sul desta isóbata a espessura do corpo sedimentar decresce rapidamente até a unidade US3 terminar contra o fundo do mar entre os 90m e os 50 de profundidade a Oeste e a Este, respectivamente.

Tanto a unidade US2 como a US3 são delgadas no alto estrutural que limita a Norte D2.

De uma forma geral, aos depocentros de US3 associa-se um depocentro de US2 que se posiciona para SE do primeiro.

## **4.5 Discussão**

### **4.5.1 Significado geológico e idade estimada das unidades sismo-estratigráficas e das superfícies que as limitam**

A idade das unidades sísmicas definidas foi estimada de acordo com a interpretação que se fez da sua relação com as variações eustáticas desde o último máximo glaciário, tendo constrangido *a priori* a relação estratigráfica das unidades descritas com as dos perfis sísmicos multi-canal, estes calibrados através da sondagem petrolífera, Golfinho (ver item 4.3.3). Esta abordagem foi adoptada por ser a única disponível, embora possa induzir em erro. Esses erros podem ser particularmente potenciados por 1) se tratarem de dados de sísmica de alta resolução; 2) Expectavelmente associados a ambiente de transição em zonas costeiras onde efeitos topográficos e de maré podem ser importantes e 3) Ser uma zona tectonicamente activa, com uma taxa máxima de levantamento do litoral estimada entre 0,1 a 0,2mm/ano do Pliocénico superior ao Quaternário (Cabral, 1995). Acresce ainda que

esta metodologia pode também ser falível não só pelo carácter diacrónico que se associa as unidades transgressivas (Catuneanu, 2002; Cattaneo e Steel, 2003); como também por as idades das principais unidades sísmicas identificáveis poderem estar significativamente desfasadas das datas associadas as variações eustáticas mais significativas, como foi demonstrado por (Lantsch et al., 2009) para um sector da plataforma Ibérica NW.

A curva que modela a variação relativa do nível do mar proposta por Dias *et al* (1997; 2000) é a única proposta para costa portuguesa que se estende até ao final do último máximo glaciário acerca de 18000 anos B.P. (Figura 4.44). Por essa razão optou-se por adoptá-la como principal modelo para as variações eustáticas em detrimento de modelos globais (Clark *et al.*, 1978; Fleming *et al.*, 1998; Mörrner, 2005; Peltier e Fairbanks, 2006) que dificilmente incorporam variações locais que podem ser significativas. Dado que a curva de Dias *et al* (1997; 2000) foi proposta para a zona Norte da plataforma continental portuguesa, consideraram-se sempre que possível outras curvas de variação do nível do mar que, embora relativas a períodos temporais mais curtos, foram propostas para a costa Sul (Boski et al., 2002; Teixeira et al., 2005) e especificamente para as áreas dos estuários do Tejo (Vis et al., 2008) e do Sado (Psuty e Moreira, 2000).

O significado geológico das unidades sísmicas definidas, tendo em conta as suas idades, ambientes de deposição e possíveis tipos de sedimentos constituintes é sumariado na Tabela 4.13 e discutido nos seguintes pontos.

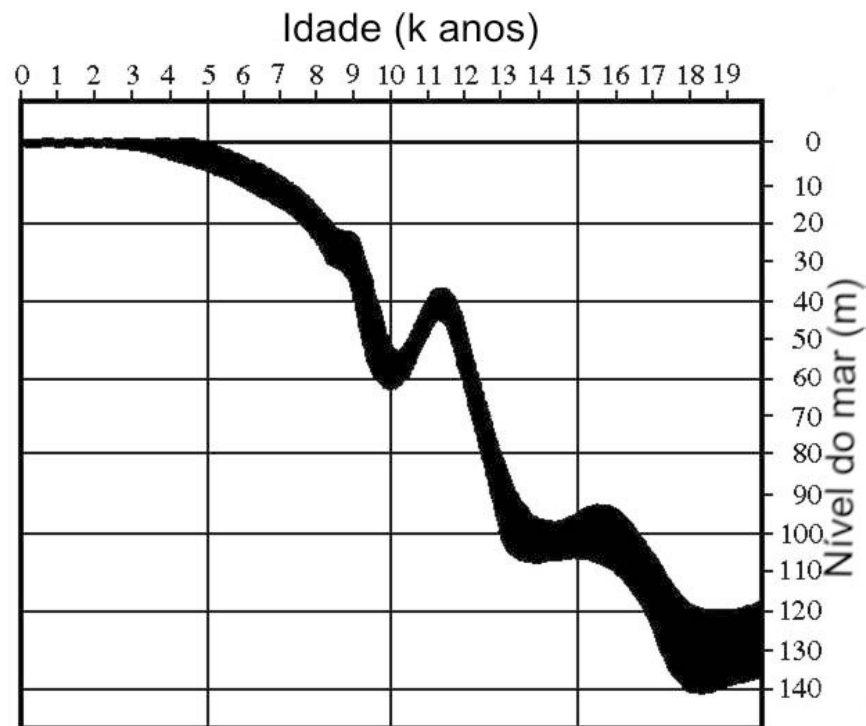


Figura 4.44 – Curva de variação do nível do mar desde o último máximo glaciário, adaptado de Dias *et al* (2000).



**Tabela 4.13 – Tabela síntese da sismo-estratigráfica definida, referindo as principais características das descontinuidades e subunidades sísmicas, bem estimativas para as suas idades, ambientes de deposição e respectivos materiais constituintes.**

Horizontes guia e Superfícies de descontinuidades	Unidades	Sub-unidades	Espessuras Min-Max (m)		Forma externa	Características das descontinuidades	Características das subunidades	Observações	Linhas com exemplos tipo	Idade estimada da base (anos BP)	Interpretação do ambiente de deposição	Litologia inferida		
			Unid	Sub-uni										
Fundo do mar														
hz03	US1	US1a	0-45	0-6	Laminar	Superfícies de carácter erosivo, marcada por reflexão sub-horizontal que ocorre a uma cota próxima da base das formas de fundo e se caracteriza por uma amplitude elevada e uma continuidade lateral irregular.	Transparente com raras reflexões que terminam em downlap		bmr11, tc20		Canal de maré com correntes de energia elevada junto ao fundo	Areias		
hz06		US1b		Fácies US1b <sup>1</sup>	5-40	Cunha espessando na direcção do mar	Descontinuidade com uma geometria convexa e carácter erosivo na zona culminante e, provavelmente, para o lado de terra. A zona culminante da convexidade da superfície ocorre a meio do perfil transversal do delta e constitui uma área particular onde a superfície do delta adquire a sua cota mais baixa e ocorre a transição (contacto lateral) entre as duas fácies reconhecidas em US1b	Atenuância entre zonas transparentes e zonas com grupos de reflexões progradantes oblíquas a oblíquas tangenciais com amplitude e frequência elevadas e que terminam em downlap sobre S1	Com paleocanais no topo, passando lateralmente para US1b <sup>1</sup>	bmr11, tc20		Zona de progradação do lobo frontal de delta de maré, com marcas correspondentes a eventos erosivos	Areias com intercalações de cascalhos e sedimentos finos	
					3-15	Cunha espessando na direcção de terra		Reflexões muito penetrativas de elevada amplitude, onduladas, sub-horizontais e que terminam em onlap sobre a base da subunidade ou em discordâncias internas.	Com paleocanais no topo. Essencialmente agradante, passando lateralmente para US1b <sup>1</sup>	bmr11		Fácies de preenchimento de canais tidais	Alternância de finos leitos de diferentes granulometrias sedimentos finos, areias, cascalheiras	
hz08		US1c		0-8	Lobular, (lenticular a sigmoide <sup>7</sup> ).	Superfície erosiva sub-horizontal a pouco inclinada para o largo, com baixa continuidade lateral	Reflexões de amplitude média a elevada com geometria irregular, essencialmente oblíquas progradantes e com terminações em downlap.	O topo é entalhado pela subunidade US1b <sup>1</sup> (contacto erosivo)	bmr11		Delta de maré	Areias com intercalações de cascalheiras e sedimentos finos		
hz15 / S1		US1d		0-23	Lenticular	Superfície de downlap, aparentemente não erosiva e claramente identificável apenas na proximidade do delta de vazante do estuário. A superfície é marcada por uma reflexão de média amplitude que inclina para o largo e deca de se conseguir seguir a uma profundidade de cerca de 60m.	Reflexões de amplitude média a elevada, com geometria complexa, várias descontinuidades internas e variações laterais de fácies. Facies externa (a SW) com reflexões que inclinam para o mar e terminam em downlap, facies interna (a NE) com reflexões sub-horizontais que terminam em onlap sobre descontinuidades internas que inclinam para terra (para NE)		bmr11, tc20		Delta de maré e/ou canais tidais	Areias com intercalações de cascalheiras e sedimentos finos		
					0-7	Cunha espessando na direcção de terra		Reflexões de média amplitude e boa continuidade que inclinam para o largo e a tendem a horizontalizar-se para o topo da subunidade. A terminação das reflexões em base lap sobre S1		bmr11, tc20	5000 - 7500	Facies deltaica distal (pré-delta <sup>7</sup> )	Sedimentos finos eventualmente com intercalações de areias	
	US2a		0-10		0-7	Superfície de toplap (erosiva <sup>7</sup> ), com terminação em onlap e má representação espacial, ocorrendo geralmente associada a quebras de declive de S2	Essencialmente agradante (ou retrogradante <sup>7</sup> ), quase sempre transparente, com raras reflexões que terminam em onlap ou, mais raramente, em downlap		tc20, tc35		Plataforma continental	Sedimentos finos a areias		
hz18	US2b	0-6		Tabular irregular, por vezes preenchendo depressões	Superfície erosiva com carácter regional. Inclina para SW em direcção ao bordo da plataforma, por vezes é aflorante e termina contra o fundo do mar por volta dos 120m de profundidade. Com uma elevada continuidade lateral, mas morfologia e carácter acústico irregulares. A morfologia é geralmente aplanada, marcada por zonas onduladas e quebras de declive que definem patamares	Essencialmente progradante com reflexões oblíquas pouco inclinadas que terminam em downlap sobre S2	Bem preservada a cerca de 95m de profundidade, numa área limitada por elevações de S2	tc33, bmr10	7500 - 18000					
hz20 / S2	US3	US3a	0-28	0-8	Irregular (tabular <sup>7</sup> )	Superfície erosiva marcada por reflexão de média a alta amplitude e morfologia irregular.	reflexões com amplitude média a alta e continuidade lateral média a baixa. A geometria das reflexões é variável podendo-se estas apresentar paralelas sub-horizontais a desordenadas (hummocky).	Por vezes com paleocanais na base	bmr08, bmr09		Plataforma continental, ambiente de baixa profundidade e elevada energia sujeita a acção erosiva da ondulação	Sedimentos heterométricos cascalhentos		
hz21		US3b		0-7	Forma de preenchimento	Superfície identificada apenas na zona central do depocentro 1. A sua morfologia e carácter acústico são muito variáveis, destacando-se áreas onde adquire elevada amplitude e um carácter ondulado cujos topos provocam pull-up nas reflexões subjacentes	praticamente transparente, com raras reflexões sub-horizontais de baixa amplitude		bmr10, tc35		Preenchimento de paleo-canal	Sedimentos homogéneos, provavelmente finos, que preenchem uma depressão ou canal		
hz22		US3c		0-16	0-16	Superfícies erosivas marcadas por reflexões de elevada amplitude, pouco inclinadas para o largo, que são cortadas pelo fundo do mar e que para o interior se atenuam perdendo-se frequentemente.	Reflexões paralelas, por vezes onduladas, com variações laterais de fácies. Facies externa (para SW) com reflexões que inclinam ligeiramente para o largo, mais aplanadas e de maior amplitude; fácies interna (para NE) mais transparente, com reflexões que acompanham geralmente a morfologia geral da base da unidade.	Horizontes guia internos hz24 e hz26	tc20, tc35, bmr08		Zona costeira, plataforma interna (shoreface) a ambientes de barraeira costeira e bacia estuário-lagunar.	Intercalação de sedimentos finos (zonas mais transparentes) e sedimentos arenosos a cascalhentos (reflexões de maior amplitude)		
hz26														
hz28														
hz30 / S3		US3d		0-12	Irregular, tabular a formas de preenchimento	Superfície erosiva identificável na maioria das linhas mas com menor representação espacial que S2 que a corta. A intersecção de S2 e S3 ocorre ao largo à profundidade de -60m e do lado de terra a - 50m. Boa continuidade lateral, marcada por uma reflexão de amplitude elevada, com morfologia e características acústicas variáveis. Na zona mais externa, inclina para o largo e é geralmente aplanada, embora por vezes com ligeiras ondulações. Na zona mais interna é mais irregular, com ondulações e/ou quebras de declive que podem ser estruturalmente controladas. A maior depressão desta superfície é designada por depocentro 1	Transparente, junto à base clinóformas que terminam em downlap sobre S3, indicando uma tendência progradante para o largo	Estruturas r	tc20, tc35, bmr09	Pré ou pós último máximo glaciário <sup>7</sup>				
hz31	US4	US4a	?	0-9	Tabular	Superfície com reduzida expressão espacial e que termina em onlap sobre hz32	Reflexões sub-horizontais a ligeiramente inclinadas para o largo de amplitude média a elevada. Para o largo as reflexões terminam contra o fundo do mar e, para terra, terminam em onlap (onlaps sobre hz32, quando visível)	Horizontes guia internos hz31 e hz32, sendo hz32 uma superfície de onlap	tc20, bmr09				Plataforma continental	?
hz32						Superfície de onlap, identificável apenas em algumas das linhas normais à maior inclinação da plataforma								
hz33						Superfície marcada por uma reflexão com boa continuidade, alta a média amplitude e que é cortada por S3 do lado de terra, terminando ao largo contra o fundo do mar.								
hz35		US4b		0-15	Superfície de descontinuidade interna marcada por reflexão de baixa a média amplitude	Superfície de downlap, marcada por uma reflexão de baixa a média amplitude que termina em onlap contra hz38	Reflexões de média a baixa amplitude que inclinam para o largo e terminam em downlap sobre hz38, constituindo um corpo essencialmente progradante	Horizonte guia interno hz35	tc20, bmr09					
hz36														
hz38		US4c		0-10		Superfície erosiva marcada por uma reflexão com uma geometria irregular, caracterizada por ondulações com um comprimento de onda muito variável (na ordem das centenas de metros)		Reflexões de baixa amplitude, que terminam em onlap sobre hz38, preenchendo as depressões associadas à irregularidades de hz38		tc20, bmr09	Pré último máximo glaciário. Pliсто-Pliocénico a topo do Mio.			
hz39		US4d			?									
hz40														
hz45														
hz50														
	US5		?	?	?	Superfície irregular marcada por reflexo com amplitude elevada	Reduzida penetração do sinal sísmico, zona superficial marcada por reflexões caóticas com amplitude elevada		Tc40, bmr21 e bmr22	Miocénico a Mesozóico	?	Rochas intrusivas, de origem magmática ou evaporítica ?		

#### 4.5.1.1 US1

A unidade US1 na sua totalidade é interpretada como uma unidade essencialmente progradante, correspondente ao delta de vazante do estuário do Sado que se enraíza na linha de costa actual, associando-se portanto a sua formação ao actual nível do mar (unidade de alto nível do mar).

Não há consenso na comunidade científica sobre a altura em que as taxas de subida do nível do mar começaram a decrescer no final da última transgressão, nem sobre a data em que o nível actual foi atingido (Dias, 2004). É expectável que os níveis do mar inferidos para o passado variem espacialmente (Lambeck, 1997), não só de acordo com as metodologias adoptadas para a sua inferência, como também de acordo com factores locais intrínsecos a cada local analisado. É no entanto reconhecido por vários autores (Dias *et al.*, 1997; Dabrio *et al.*, 2000; Dias *et al.*, 2000; Möner, 2005; Teixeira *et al.*, 2005; Boski *et al.*, 2008) que entre os 7500 a 5000 anos BP<sup>5</sup> terá ocorrido uma desaceleração importante da taxa de subida do nível médio do mar. Dado que se associa a esse evento a ocorrência da máxima inundação dos estuários na costa Sul da Península Ibérica e a cessação da retrogradação das suas barreiras costeiras (Dabrio *et al.*, 2000), estima-se que a base da unidade US1 tenha uma idade entre 7500 a 5000 anos BP. O facto de S1 ser uma superfície de *downlap* e de não ser erosiva, a julgar pelos dados analisados, (Figura 4.18 e Figura 4.19) é compatível com a sua interpretação como superfície de máxima inundação (Cattaneo e Steel, 2003). A reduzida continuidade de S1 para o largo poderá ser explicada por uma baixa disponibilidade sedimentar fora da zona de influência do delta, o que poderia conduzir à sobreposição de S1 a superfícies erosivas subjacentes (e.g. superfícies de ravinamento). Nesta perspectiva, a superfície S1 que constitui a base da unidade US1 poderá corresponder à superfície de máxima inundação associada à transgressão holocénica.

A subunidade US1a é interpretada como correspondendo ao actual leito superficial de sedimentos arenosos mobilizáveis pelas correntes de fundo locais geradas pela ondulação e/ou maré. Estes sedimentos, formam dunas submarinas que são geralmente assimétricas e têm vergência para o largo, sugerindo portanto um transporte resultante de terra para o largo, compatível com a predominância da corrente de vazante.

Estas formas de fundo desenvolvem-se sobre uma superfície erosiva sub-horizontal que ocorre a cerca de 10m de profundidade. Dado que esta superfície só é claramente identificável na zona externa do delta e ocorre a uma profundidade ligeiramente superior a da plataforma de espalho do delta (~7m), pode ser interpretada com um nível erosivo resultante da actividade antrópica de regularização do canal de navegação por dragagens ou como sendo resultante de eventos naturais extremos, como tempestades e/ou cheias. A verificar-se este último caso, a zona em que há um incremento da profundidade do canal e para o interior da qual deixa de ser claramente identificável este nível erosivo (~ traço 4500 de bmr11, Figura 4.18) poderá corresponder à zona de transição entre a acção dominante da ondulação, para o largo, e a da maré, para o interior. Nesta perspectiva a superfície erosiva que constitui a base de US1a poderá corresponder ao nível de base da ondulação de tempestade local (*storm wave base*).

<sup>5</sup> BP Refere-se a antes do presente; do inglês *Before Presente*, considerando-se a data inicial de referência o dia 1 de Janeiro de 1950.

Na subunidade US1b foram reconhecidas duas facies. A facies US1b'', que se desenvolve para o largo, interpreta-se como correspondendo à progradação do lobo frontal do delta num ambiente dominado fundamentalmente pela ondulação. A facies US1b', que se desenvolve para o interior, interpreta-se como correspondendo a uma facies de preenchimento num ambiente em que a maré deverá já ter um papel mais relevante que a ondulação.

A facies US1b'' é caracterizada por alternância entre zonas transparentes e grupos de reflexões progradantes. Interpreta-se esta alternância associando-se as zonas transparentes a períodos de progradação do delta com sedimentação de materiais homogêneos (provavelmente arenosos); enquanto as zonas com conjuntos de reflexões progradantes de diferentes geometrias se associam a períodos caracterizados por sedimentação de materiais com granulometria e/ou natureza contrastantes ou cicatrizes de erosão. Estes eventos poderão corresponder a descargas fluviais extraordinárias (cheias) e/ou a tempestades marinhas. No perfil da linha bmr11 (Figura 4.18) é possível individualizar 4 principais zonas com conjuntos de reflexões que se poderão associar a este tipo de eventos. A 1ª zona é bastante mais extensa que as restantes e estende-se por cerca de 1km, desde o traço 4500 ao 3500; a 2ª localiza-se na área do traço 2700; a 3ª na área do traço 2300; e por último a 4ª (mais recente) na área do traço 1800.

Embora se considere que toda a unidade US1 tenha um carácter essencialmente progradante, associa-se às subunidades US1c e US1d (subjacentes a US1b) uma componente agradante mais acentuada. Essa maior componente agradante é evidenciada pela geometria dos reflectores, menos inclinados e aproximando-se mais de uma forma sigmoidal. Estas características sugerem um ambiente de deposição em que o espaço de acomodação poderia estar ainda a aumentar, embora já não o suficiente para acomodar todos os sedimentos depositados. Neste sentido associa-se à descontinuidade (hz06) que constitui a base de US1b a transição para um ambiente deposicional em que a relação entre a taxa de acarreo sedimentar e a taxa de subida do nível do mar (ou criação de espaço de acomodação) se altera no sentido de incrementar a relevância da primeira em detrimento da segunda. Essa situação pode ser induzida por uma diminuição da taxa de subida do nível do mar, que é compatível com o final da fase transgressiva, e/ou por um aumento da taxa de acarreo sedimentar. A alteração da taxa de sedimentação, pode resultar de factores extrínsecos ao estuário que poderão influenciar o volume de sedimentos nele descarregados (e.g. condições climáticas); ou pode ainda resultar de factores locais intrínsecos ao ambiente estuarino, como sejam alterações na sua morfologia e/ou na circulação hidrodinâmica. Neste sentido, sugerem-se 2 hipóteses possíveis para a interpretação da descontinuidade (hz06) que constitui a base da subunidade US1b.

No âmbito dos factores extrínsecos ao estuário, propõe-se a hipótese de a transição materializada pela base de US1b se relacionar com um ponto de inflexão que é reconhecido na história do preenchimento sedimentar de vários estuários entre os 4000 a 2600 anos BP. Este evento, embora pareça ter um cariz mais local do que o que se associa à base da unidade (aos 7500 a 5000 anos BP) é reconhecido em vários estuários na costa portuguesa e espanhola (Dabrio *et al.*, 2000; Psuty e Moreira, 2000; Dias, 2004; Boski *et al.*, 2008) e pode ser relacionado com o final do óptimo climático (episódio hipsitermal, início do 4º e fim do 3º milénios A.C.) e o início do período Neoglaciário que se terá estendido até 2600 anos BP (Valcarce *et al.*, 2003; Dias, 2004). Dado que a data média de 3000 anos B.P. proposta por Psuty e Moreira (2000) para este evento foi determinada especificamente para o estuário do Sado, optou-se

por considerá-la como a mais representativa para o presente estudo. Não é claro se as alterações nos padrões de sedimentação que marcam este episódio se relacionam com uma nova desaceleração da subida do nível médio do mar (Psuty e Moreira, 2000) ou com uma alteração da taxa de acarreio sedimentar (Dabrio, 2000; Dias *et al.*, 2000; Boski *et al.*, 2008).

No âmbito dos factores intrínsecos ao estuário, propõe-se a hipótese de a transição materializada pela base de US1b se relacionar com uma alteração da circulação estuarina provocada pelo fecho de uma 2ª barra que o estuário eventualmente terá tido mais a sul. Julga-se que esta barra Sul do estuário deverá ter sido contemporânea da ocupação romana de Tróia (Séculos 1 a 5 D.C.), já que existem referências históricas dessa época que se referem a Tróia como sendo uma ilha chamada Acala (Quevauviller e Moita, 1986; Étienne *et al.*, 1994). Embora esta 2ª hipótese aponte para uma data que poderá ser mais recente do que a hipótese anterior, a grande incerteza associada às datas propostas para ambas possibilita que as duas hipóteses não sejam mutuamente exclusivas. Nesse sentido, pode-se considerar que a idade da base de US1b se possa situar entre o início do 3º milénio A.C e o 5º século D.C. ou seja entre cerca de 4000 e 1500 anos B.P.

As duas hipóteses propostas para a geração da superfície que constitui a base de US1b poderão também ser invocadas para explicar a descontinuidade (hz08) que separa US1c de US1d. Considera-se no entanto essa possibilidade menos provável dado que se trata de uma descontinuidade com uma menor expressão e com uma geometria idêntica a outras descontinuidades erosivas existentes no seio destas unidades, que se poderão relacionar com eventos erosivos locais.

A subunidade US1e é interpretada como uma fácies mais distal e condensada, do tipo pró-deltaico, que poderá corresponder a sedimentos de granulometria mais fina e cuja idade poderá abranger todo o período correspondente à unidade US1.

#### 4.5.1.2 US2

A unidade US2 é interpretada como uma unidade retrogradante associada a transgressão que se seguiu ao último máximo glaciário (transgressão holocénica). Das duas subunidades identificadas, a mais recente (US2a) é aquela em que o carácter retrogradante (ou transgressivo) é mais distinto, sendo evidenciado por reflexões com terminação em *onlap* (e.g. perfil bmr08, Figura 4.24). À subunidade US2b, mais antiga, associam-se corpos sedimentares progradantes geralmente ligados a entalhes da superfície de base (S2) que deverão ter promovido a sua preservação (e.g. perfis bmr10 e tc33, Figura 4.23 e Figura 4.21, respectivamente). Estes corpos, provavelmente arenosos, encontram-se preservados a cerca de 100m de profundidade e poderão corresponder a estruturas remanescentes de sistemas deltaicos depositados durante períodos de estabilização ou mesmo rebaixamento do nível de base (e.g. a descida do nível do mar associada ao Dryas recente). Estruturas semelhantes foram descritas por Mougenot (1985), embora a profundidades da ordem dos 160m.

A superfície S2, que constitui a base de US2, é interpretada como correspondendo à superfície de ravinamento marinho associada à transgressão holocénica. Trata-se, no entanto, de uma superfície complexa, provavelmente poligénica, que poderá sobrepor-se a ravinamentos marinhos e/ou de maré anteriores, podendo inclusivamente retomar superfícies herdadas de ciclos glaciários anteriores. Localmente, esta superfície poderá coincidir com ravinamentos de maré, nomeadamente nas mais próximas da

costa em que a superfície tem depressões (e.g. 1ª quebra de declive da área do mosaico 1, Figura 4.18 Figura 4.19 e Figura 4.37). Como superfície de ravinamento marinho, S2 deverá ser diacrónica, tornando-se progressivamente mais recente da zona mais profunda para a mais superficial. Desta forma, o modelado da sua zona mais profunda poderá ter uma idade próxima da do último máximo glaciário (~18000 anos B.P.) e a sua zona mais superficial ter uma data próxima da associada à estabilização do nível do mar (7500 a 5000 anos BP).

A interpretação de S2 como correspondendo à superfície de ravinamento marinho associada à última transgressão é compatível com 1) o carácter erosivo da superfície, 2) a sua morfologia aplanada com um declive médio (0,4°) próximo do da actual superfície do fundo mar, 3) com a sua presença em praticamente toda a área estudada (carácter regional) e 4) com a sua terminação contra o actual fundo do mar à profundidade de cerca de 120m.

### **4.5.1.3 US3**

A unidade US3 consiste no empilhamento de pacotes de fácies sísmicas geralmente progradantes, que são limitados por reflexões de amplitude elevada que se interpretam como superfícies erosivas, sub-horizontais a pouco inclinadas para o largo, que são cortadas por S1 ou pelo fundo do mar e que para o interior têm uma amplitude e continuidade que decresce rapidamente à medida que se encontram cobertas por espessuras maiores de sedimentos (e.g. reflexões guia hz28, hz26, hz24 e hz21 da linha bmr08 na Figura 4.24). Embora individualmente os conjuntos de reflexões que constituem US3 sejam considerados essencialmente progradantes, o empilhamento destes vários conjuntos pode ser interpretado como formando uma série progradante ou retrogradante.

A base da unidade é definida por uma superfície erosiva, S3, que na zona mais interna, ou seja, para o lado de terra, forma uma depressão (depocentro D1) que aparentemente é estruturalmente controlada por falhas que cortam a unidade subjacente (US4). A superfície S3 poderá ser interpretada como 1) uma superfície de ravinamento marinho cuja deformação tectónica formou D1; 2) uma superfície de ravinamento de maré ou 3) uma superfície erosiva eventualmente com exposição subaérea, associada a um baixo nível do mar (*lowstand*).

Considerando que a unidade US3 corresponde na sua totalidade a uma série progradante, os conjuntos de reflexões progradantes que a constituem podem ser interpretados como por exemplo lobos de estruturas deltaicas, correspondentes a fases de progradação associadas a uma estabilização ou ligeira regressão do nível do mar. Estes conjuntos progradantes são separados por superfícies de erosão ou não deposição, representadas pelos horizontes guia, que corresponderiam a eventos transgressivos. Esta hipótese não explica a depressão associada ao depocentro D1, que teria assim que ser explicada por um ciclo erosivo anterior e/ou como sendo resultante de movimentações tectónicas.

Considerando que a unidade US3 corresponde na sua totalidade a uma série transgressiva, constituída pelo empilhamento retrogradante de conjuntos de reflexões que internamente são essencialmente progradantes, a unidade pode ser associada a um ambiente de barreira costeira retrogradante. Neste sentido, de acordo com a posição relativa da paleo-linha de costa correspondente à barreira costeira retrogradante

podem-se considerar duas hipóteses para a interpretação do ambiente de deposição da unidade:

1. Depósitos associados a um ambiente de face oceânica de barreiras costeiras retrogradantes (face da barreira voltada ao mar); correspondente ao empilhamento de superfícies de ravinamento marinhos (representadas pelos horizontes-guia) formadas por recuo da face de costa (*shoreface*) durante eventos transgressivos intercalados com curtos períodos regressivos (*punctuated transgressions*, (Cattaneo e Steel, 2003)). Alternâncias deste tipo, entre períodos regressivos e transgressivos têm sido descritas por diversos autores (e.g. Siggerud *et al.*, 2000; Steel *et al.*, 2000; Cattaneo e Steel, 2003) e podem ser atribuídas a variações no equilíbrio estabelecido entre as taxas de subida relativa do nível do mar e a taxa de sedimentação resultante (*Rate of relative sea level Vs. Rate of net deposition*, (Curry, 1964)). Neste contexto, a base erosiva da unidade (S3) pode ser interpretada associada a uma superfície erosiva de baixo nível do mar (*lowstand*), a um ravinamento de maré, ou ainda a uma superfície de ravinamento marinho que foi rejeitada por processos tectónicos para formar a depressão associada ao depocentro D1.
2. Depósitos associados a ambientes estuarino-lagunares na retaguarda de barreiras costeiras retrogradantes (face da barreira voltada a terra); constituídos por um empilhamento de sedimentos mais grosseiros, que podem corresponder a leitos de materiais depositados durante tempestades e/ou a lobos de deltas de enchente, intercalados com sedimentos mais finos que podem ser associados a rasos de maré e/ou terraços fluviais. A preservação desta série sedimentar pode ter sido facilitada por uma topografia com patamares e depressões, gerada por entalhes erosivos e/ou subsidência relacionada com falhas distensivas. A base erosiva da unidade (S3) pode ser associada a uma superfície de ravinamento de maré, podendo o depocentro D1 resultar do entalhe de canais de maré, eventualmente coadjuvado por um controle estrutural tectónico.

Relativamente à idade de US3, seguidamente estima-se uma idade mínima para a sua base (S3) e propõem-se duas hipóteses para o enquadramento temporal da unidade.

Uma vez que a superfície S3 é cortada pela superfície S2 pode-se estimar a idade mínima da primeira com base na idade da segunda. Dado que se pressupõe que a superfície S2 seja diacrónica, sendo tanto mais recente a menores profundidades, a superfície S3 terá que ser mais antiga que a idade de S2 no ponto em que as duas superfícies se intersectam. Uma vez que se pressupõe que S2 corresponda à superfície de ravinamento marinho associada à última transgressão (transgressão holocénica), a idade de S2 à profundidade que intersecta S3 pode ser estimada através das curvas de variação do nível do mar propostas para esse período. Tendo em conta que a intersecção das duas superfícies se faz a uma profundidade entre 55m a 85m, a idade estimada segundo a curva de variação do nível do mar proposta por Dias *et al* (2000) será entre 12000 a 9000 anos. Englobando portanto pelo menos parte do período relativo ao Dryas Recente, cujo início (de data mais incerta) deverá ter sido por volta dos 12700 anos B.P. (IPCC, 2001) e deverá ter terminado aos 11500 anos B.P. (Alley, 2000).

Face ao limite mínimo estimado para a idade da base de US3, propõem-se as hipóteses da unidade ser posterior ao último máximo glaciário (pós 18000 anos B.P.) ou de ser anterior ao último máximo glaciário.

Considerando a hipótese de US3 ser anterior ao último máximo glaciário, pode-se relacionar a unidade com ciclos eustáticos anteriores. Nesta perspectiva, a unidade poderá ser especulativamente relacionada com o período mais recente e pré UMG em que o nível do mar esteve a cotas compatíveis com as profundidades a que ocorre a unidade. Esse período corresponde ao Estádio Isotópico Marinho 3 (EIM-3), que se enquadra numa idade entre cerca de 25 000 a 60 000 anos B.P. (Siddall et al., 2008) e durante o qual o nível do mar se manteve relativamente estável, com uma tendência geral ligeiramente regressiva (nível médio variando aproximadamente dos -60m aos -80m) marcada por episódios transgressivos breves. Segundo Siddall *et al* (2008) poderão ter existido durante este período 4 variações do nível do mar com amplitudes de 20m a 30m, pelo que se pressupõem variações do nível do mar entre cerca de -30m a -80m (Figura 4.45). Esta hipótese de datação da unidade é compatível com a sua interpretação como uma série progradante marcada por eventos erosivos a que correspondem os horizontes guia (hz21, hz24, hz26 e hz28) que se poderão correlacionar com os eventos transgressivos que caracterizam este período. A consideração desta hipótese pressupõe um rebaixamento do nível de base (associado ao UMG) posterior à deposição da unidade. Seria portanto expectável a presença de uma correspondentemente superfície erosiva que entalhasse a unidade. No entanto, não se identificou nenhuma superfície desse tipo.

Considerando a hipótese de US3 ser posterior ao último máximo glaciário, a idade da unidade poderá ser enquadrada por uma idade entre cerca de 18000 a 9000 anos B.P.. Nesta perspectiva US3 poderá ser especulativamente relacionada com as variações eustáticas associadas ao Drias Recente que se enquadra aproximadamente entre os 13000 e os 11500 anos B.P. e se associa a uma variação do nível do mar entre cerca de -40m a -60m. (Dias et al., 2000). A consideração desta hipótese implica os seguintes dois pressupostos:

1. Os afloramentos rochosos identificados no actual fundo do mar relativos a sedimentos de US3 (na área do mosaico 1), terão que corresponder a sedimentos costeiros consolidados muito recentemente. Como exemplos de destes citam-se os calcarenitos correspondentes a praias consolidadas (*beachrocks*), cujo processo de consolidação em climas tropicais pode demorar apenas 6 meses (Turner, 2005) e/ou eolianitos resultantes da consolidação de sedimentos eólicos. Ao longo da costa portuguesa existem alguns registos da ocorrência de *beachrocks*, nomeadamente depósitos na baía de Armação de Pêra, cuja idade estimada é de 3500 anos (Teixeira e Pinto, 2002 em Terrinha et al., 2006) e existem vários registos de eolianitos, nomeadamente a duna consolidada de Oitavos com uma idade estimada entre 14500 e 12000 anos (Prudêncio et al., 2007) e os eolianitos da península de armação de Pêra formados entre os 7500 e 5400 anos B. P: (Terrinha et al., 2006).
2. Movimentação muito recente, pelo menos posterior a 18000 anos, das falhas que aparentemente afectam a base da unidade US3, nomeadamente as falhas que se associam espacialmente ao bordo da depressão designada por depocentro 1.



Tendo em conta que a superfície S3, que constitui a base da unidade, se desenvolve numa gama de profundidades que varia entre 95m e 35m, parece ser mais viável a hipótese em que se relaciona a unidade com o Estádio Isotópico Marinho 3 a que se associam variações do nível do mar entre 30m a 80m abaixo do actual. A não identificação de uma superfície erosiva correspondente ao UMG poderá ser explicada por uma divagação da drenagem e/ou por um reduzido entalhe dessa superfície na zona da plataforma interna em que ocorre US3.

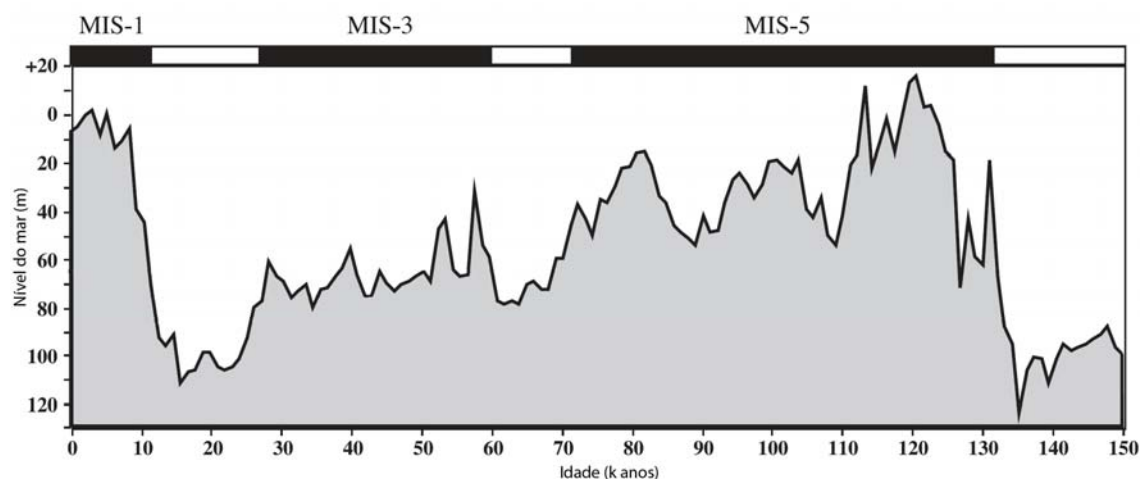


Figura 4.45 – Curva de variação do nível do mar nos últimos 150 000 anos. Figura adaptada de Gardner *et al* (2005, curva de variação do nível do mar e limites de EIM (MIS) adaptados, respectivamente, de Pillans *et al*, 1998 e Martinson *et al*, 1987)

#### 4.5.1.4 US4

A unidade US4 inclui pacotes de reflexões sísmicas com diferentes geometrias, cuja natureza geológica e respectivas idades poderão ser bastante diversas. A unidade apenas foi limitada superiormente, sendo o seu topo definido na zona mais próxima da costa pela superfície S3, enquanto na zona mais profunda, em que S3 não foi identificada, o topo da unidade foi definido pela superfície S2, que corta a anterior. Trata-se portanto de uma unidade que deverá ser anterior ao ravinamento marinho da última transgressão (associado a S2), estimando-se que possa incluir sedimentos do Plio-Plistocénico ao topo do Miocénico. Os sedimentos mais recentes de US4 têm que ser mais antigos que a superfície S3, que por sua vez, terá que ser mais antiga do que a idade da superfície S2 (que se supõe diacrónica) no ponto em que esta intersecta S3 (aos 55m a 85m de profundidade). Estima-se, portanto, que a unidade US4 se enquadre entre uma idade mínima de cerca de 12000 a 9000 anos (Dryas Recente) e uma idade máxima que se poderá estender até ao Miocénico superior.

Algumas das reflexões observadas nos níveis mais recentes de US4 destacam-se por terem amplitudes mais elevadas e uma geometria mais aplanada ou constituírem localmente superfícies de *baselap* (e.g. Figura 4.19 e Figura 4.26). Especulativamente, estas reflexões poderão ser correlacionadas com algumas das superfícies de aplanção referenciadas na região. Estas superfícies de aplanção locais deverão ter contribuído para o entalhe de uma superfície regional poligénica identificada tanto em terra como no mar, cuja última fase de afeiçoamento significativa se supõe de idade pliocénica ou calabriana e que é vulgarmente referida como planalto costeiro culminante ou planalto

litoral (Cabral, 1995). Entre essas superfícies contam-se, nomeadamente: 1) superfície atribuída à base do Holocénico (Coppier e Mougenot, 1982); 2) superfície referida por Mougenot (1985) sobre a qual assenta uma geração de deltas fossilizados a cerca de 160m de profundidade (Plistocénico superior?); 3) superfícies referidas por Vanney e Mougenot (1981) como as superfícies 1b e 1c atribuídas respectivamente ao Vilafranquiano (Plio-Plistocénico) e ao Ponto-Pliocénico (topo do Miocénico a base do Pliocénico).

Entre as estruturas secundárias identificadas na área do mosaico 1 destacam-se as falhas que aparentemente controlam estruturalmente a depressão denominada como depocentro 1 e as estruturas colunares que eventualmente se poderão relacionar com circulação de fluidos, que são definidas por aparentes descontinuidades verticais e variações laterais na amplitude das reflexões com alternância entre reforço e atenuação do sinal.

Fora da área do mosaico 1 destacam-se duas estruturas como sendo as mais relevantes da unidade US4. 1) Uma zona de deformação frágil que se associa a uma falha normal de direcção NNW-SSE (Figura 1.2), que se localiza ao largo de Sesimbra (Coppier e Mougenot, 1982; Mougenot, 1988; SGP, 1992) e 2) paleovales colmatados (Figura 4.21) com sedimentos (Vanney e Mougenot, 1981; Mougenot, 1988).

#### **4.5.1.5 US5**

A unidade US5 deverá ser a mais antiga podendo tratar-se de materiais com uma idade compreendida desde o Neogénico ao Mesozóico. As rochas que constituem esta unidade poderão incluir rochas sedimentares ou ígneas mesozóicas que afloram em terra na vizinhança do local onde foram identificadas nos dados de sísmica apresentados (figuras 4.13 e 4.28). O limite muito inclinado desta unidade a Sul, correspondendo provavelmente a uma falha, o seu topo convexo e a transparência acústica (figura 4.20, linha tc 35) levam a que se considere a hipótese de se tratarem de materiais intrusivos como sendo a mais provável.

#### **4.5.2 Paleo-linhas de costa e canais**

No fim do último máximo glaciário (UMG), há cerca de 18000 anos, o nível do mar encontrava-se aproximadamente 120m a 130m abaixo do actual (Dias et al., 2000) pelo que, a linha de costa teve que retroceder desde essa altura, toda a extensão da plataforma desde aquela profundidade até à sua cota actual. Assim sendo, toda a área da plataforma que foi submersa já correspondeu, pelo menos uma vez, à zona da linha de costa nos últimos 18000 anos. No entanto, no presente contexto, entendem-se por paleo-linhas de costa, apenas as que são marcadas por estruturas morfológicas e/ou sedimentares que indiciam a permanência da linha de costa nessa área por um período suficientemente longo para que pudesse operar a formação daquelas estruturas. Salva-se, contudo, a possibilidade de outras linhas de costa terem ocorrido, com formação de estruturas correspondentes, posteriormente erodidas por processos geológicos.

A superfície S2 é interpretada como correspondendo ao ravinamento marinho associado à transgressão que se seguiu ao último máximo glaciário. Nesse sentido, as quebras de declive da superfície podem ser associadas a: 1) variações na taxa de

subida do nível do mar e, conseqüentemente, no tempo disponível para o mar entalhar a plataforma; 2) variações na taxa de disponibilidade sedimentar ou 3) variações da morfologia e natureza (resistência à erosão) das rochas preexistentes na área inundada da plataforma.

Da análise dos mapas de declives da superfície S2 resultou a identificação de 5 quebras de declive principais na área do mosaico 1 (identificadas de 1 a 5, Figura 4.36 e Figura 4.37 e Tabela 4.11).

Segue-se a interpretação proposta para as 5 quebras de declive assinaladas na área do mosaico 1.

A 1ª quebra de declive é a única em que a zona mais deprimida está voltada para o lado de terra, é também aquela com menor representatividade espacial e a sua morfologia (Figura 4.18 e Figura 4.19) é semelhante a depressões na zona interna do delta de vazante e da barra, o que leva a associar esta depressão a um ravinamento de maré. Parece pouco provável que tenha existido uma linha de costa associada a esta quebra de declive e, a existir, ter-se-ia que tratar de uma linha de costa não oceânica, por exemplo estuarina ou lagunar.

A 2ª e 3ª quebras de declive são aquelas em que a associação a paleo-linhas de costa é mais notória. Estas quebras de declive são as que têm uma expressão morfológica mais significativa e coincidem com zonas de afloramento rochoso que formam patamares topográficos. As rochas que afloram na área destas quebras de declive pertencem à unidade US3 e podem ser interpretadas como sendo rochas antigas (pré UMG) ou rochas mais recentes (pós UGM). No entanto, qualquer que seja a hipótese considerada para a idade e génese destes afloramentos, a sua associação a paleo-linhas de costa do último ciclo transgressivo mantém a sua pertinência.

Considerando que os afloramentos são de rochas recentes, então também a morfologia deverá ser recente. Nesta perspectiva as rochas podem ser interpretadas como correspondendo a depósitos costeiros consolidados (por ex. praias e/ou dunas consolidadas), podendo a morfologia corresponder a patamares erosivos entalhados no último ciclo transgressivo durante períodos em que a taxa de subida do mar foi mais baixa; e/ou corresponder à consolidação (fossilização) de níveis costeiros aplanados (associados por ex. a barreiras costeiras, rasos de maré...) que foram ainda que parcialmente preservados.

Considerando que os afloramentos são de rochas antigas (pré UMG), as rochas podem igualmente corresponder a depósitos costeiros consolidados, embora mais antigos, ou podem corresponder a outros materiais. A morfologia em patamares pode ter sido parcialmente herdada de outros ciclos erosivos e retrabalhada durante última transgressão, ou poderá, ainda, ser uma morfologia que correspondente a entalhes feitos integralmente durante o último ciclo transgressivo

As 4ª e 5ª quebras de declive assinaladas na área do mosaico 1 têm ambas características semelhantes, distinguindo-se das anteriores pela sua orientação (W-E a WSW-ENE, discrepante das anteriores com direcção NW-SE) e por se localizarem para o largo da área em que ocorre US3. Julga-se que ambas as quebras de declive se poderão associar a paleo-linhas de costa, provavelmente relacionadas com aparelhos costeiros idênticos ou inclusivamente ao mesmo aparelho costeiro. A 4ª quebra de declive coincide com a zona de terminação em bisel (*pinch out*) da unidade US3 e tem uma reduzida expressão morfológica. A 5ª quebra de declive tem uma expressão morfológica mais acentuada e é sublinhada por afloramentos rochosos da unidade

US4. Acresce ainda que a geometria do corpo sedimentar (Depocentro D4) preservado na irregularidade topográfica que se associa à 5ª quebra de declive, é compatível com a estrutura expectável de uma barreira costeira (e.g. lobo deltaico). Face ao exposto, considera-se que a 5ª quebra de declive poderá corresponder a uma redução mais expressiva da taxa de subida do nível do mar, de forma a propiciar o entalhe erosivo associado a esta quebra de declive.

A irregularidade e grande espaçamento das linhas sísmicas fora da área do mosaico 1 limitam a capacidade de generalizar ilações para a totalidade da área. Essa dificuldade é ainda acrescida pelo facto de para SE da área do mosaico 1 existir uma zona ao longo da qual os dados interpretados têm uma reduzida relação sinal/ruído e uma baixa penetração.

Esta zona em que os poucos dados existentes são de difícil interpretação estende-se ao longo de uma faixa que é aproximadamente perpendicular à linha de costa da península de Tróia e se localiza para o largo da zona da Ponta de Pêra em que a direcção geral da península inflecte de NNW-SSE para NW-SE (Figura 4.46).

Apesar das limitações impostas pela fraca qualidade dos dados de sísmica nesta faixa sugerem-se hipóteses de correlação entre as morfologias identificadas a Norte (área do mosaico 1) e a Sul (restante área) da referida faixa ao longo da qual não se identificaram morfologias correlativas.

Na generalidade da zona para a qual se interpolou a superfície S2 assinalaram-se 4 áreas que se destacam por terem um declive mais elevado (identificadas de a1 a a4, Figura 4.35). Segue-se a interpretação proposta para estas anomalias e a sua possível correlação com as quebras de declive identificadas na área do mosaico 1 (Figura 4.46).

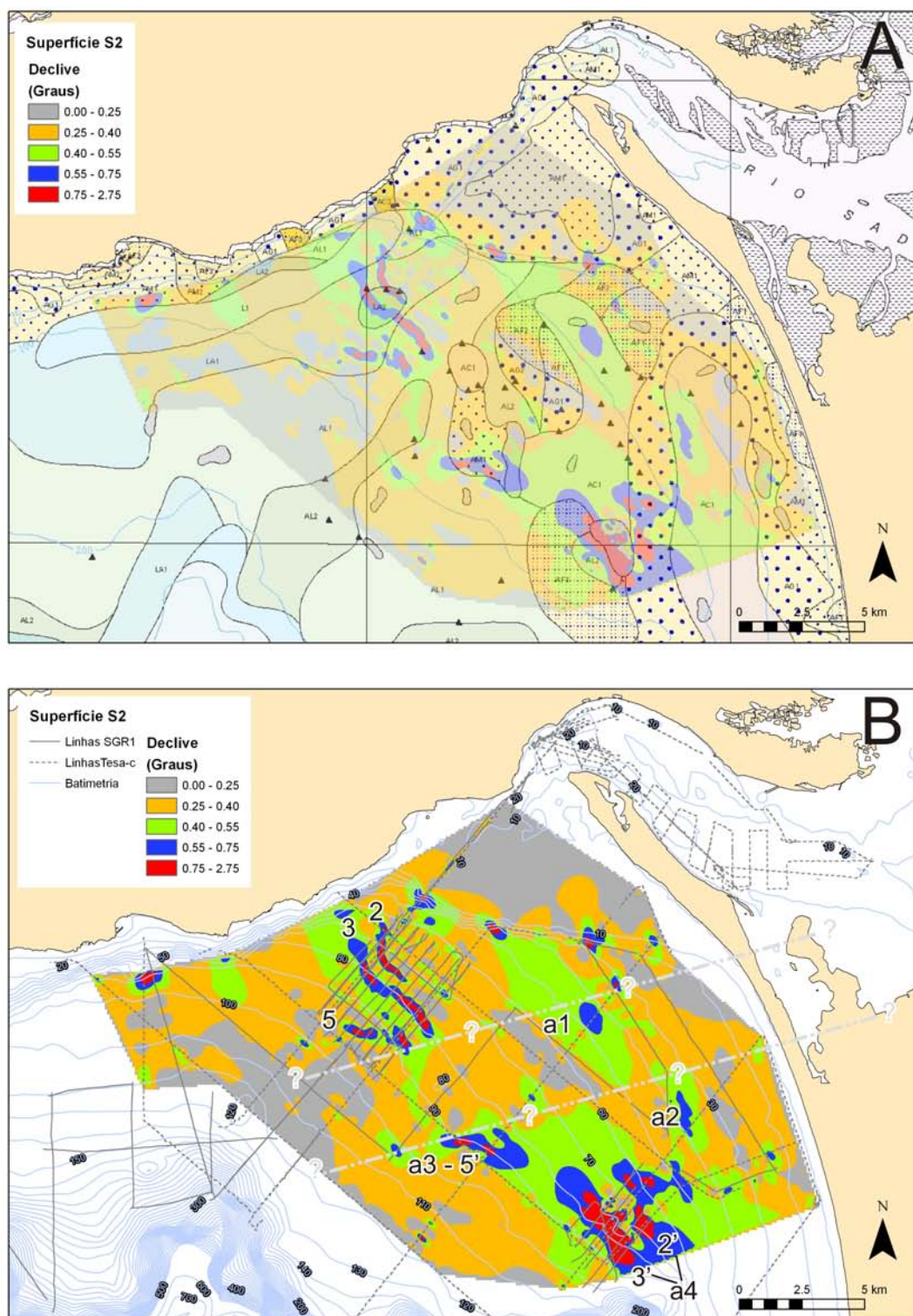


Figura 4.46 - Superfície S2 interpolada a partir dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução. A – Mapa com grelha semi-transparente do declive da superfície representada com legenda de 5 classes, sobre excerto da carta SED5 (IH, 2005) representando os sedimentos superficiais da plataforma; B – Mapa com grelha do declive da superfície representada com legenda de 5 classes com sobreposição de linhas de dados geofísicos, referências de anomalias de declive associadas a paleo-linhas de costa e possível orientação da faixa de transição entre as áreas Norte e Sul.

As anomalias a1 e a2 que ocorrem as profundidades médias de 35m a 45m correlacionam-se espacialmente ambas com as áreas de afloramento dos cordões de sedimentos areno-cascalhentos assinalados na carta SED5 (IH, 2005) (Figura 4.46 A). A anomalia a1 com maiores dimensões tem uma direcção próxima do troço Norte da península de Tróia (a norte da Ponta de Pêra), enquanto a anomalia a2 de dimensão mais reduzida tem uma direcção próxima da do troço Sul da península.

As anomalias a1 e a2 não têm equivalente na área do mosaico 1, visto que esta área não cobre a gama de profundidades a que ocorrem estas anomalias. No entanto, para as anomalias a3 e a4 já é possível propor correlações com as quebras de declive assinaladas na área do mosaico 1. Nesse sentido, face as semelhanças de profundidades a que ocorrem, a anomalia a3 pode ser correlacionada com a 5ª quebra de declive e as duas faixas da anomalia a4 com as 3ª e 4ª quebras de declive (Tabela 4.14). Ressalva-se, no entanto, que neste último caso, embora se proponha a correlação das faixas de afloramentos rochosos identificadas nos dois mosaicos (mosaico 1 e mosaico2), estas estruturas tem diferenças importantes, nomeadamente, no que se refere à morfologia e, provavelmente, idade e natureza dos materiais. Na zona do mosaico 1 estas estruturas tem uma morfologia em patamares que sugere o entalhe de duas plataformas costeiras e as rochas aflorantes incluem-se na unidade US3. Na zona do mosaico 2 estas estruturas consistem numa faixa contínua de afloramento rochoso que forma uma elevação assimétrica, atrás da qual se dispõem um conjunto de afloramentos menores que sugerem um alinhamento definindo uma segunda elevação.

Tabela 4.14 – Profundidade média e referências usadas no texto para as principais anomalias de declive da superfície S2 que se interpretam como possíveis marcadores de paleo-linhas de costa

Ref. da estrutura	Profun. média actual (m)	Anomalia de declive		Observações	Idade estimada
		Mosaico 1	Área restante		
a	35-45	---	a1, a2	Cordões areno cascalhentos sub paralelos à costa actual	EIM-3, possivelmente retomada no Dryas recente
b	65-75	2	a4	Linhas de costa contemporâneas, mas que têm diferentes morfologias e são talhadas em US3 e US4 nas áreas dos mosaicos 1 e 2, respectivamente	EIM-3, possivelmente retomada no Dryas recente
c	80	3	a4		EIM-3
d	95-100	5	a3	Identificada apenas a Norte (mosaico 1)	Estabilização do NM aos 16ka <sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> ka refere-se a milhares de anos B.P., NM a nível do mar e EIM a estágio isotópico marinho. Idade estimada de acordo com a curva de variação do nível do mar proposta por Dias *et al* (2000).

Especulativamente, podem relacionar-se as profundidades a que ocorrem as estruturas morfológicas interpretadas como possíveis marcadores de paleo-linhas de costa com as idades correspondentes a essas profundidades nas curvas de variação do nível do



mar (Figura 4.44 e Figura 4.45). De acordo com esse exercício pode-se propor que as 3 primeiras estruturas morfológicas referidas “a”, “b” e “c” tenham funcionado sequencialmente como linha de costa durante o EIM-3. Podendo eventualmente no entanto a estrutura “c” ter já funcionado previamente como paleo-linha de costa entre o final do EIM-4 e o início do EIM-3. Após o EIM-3 ter-se-á seguido o último máximo glaciário, de cuja linha de costa correlativa não se detectaram evidências nos dados de sísmica de reflexão. Admite-se no entanto, que essa linha de costa se possa relacionar com uma área mais aplanada (plataforma costeira?) identificada aos 140m de profundidade entre o cabo Espichel e Sesimbra (Figura 1.9 e Figura 1.10). Durante a transgressão que se seguiu ao UMG ocorreu uma breve estabilização do nível do mar aos 16000 anos B.P (Dias et al., 2000) com a qual se relaciona a estrutura “d” Segue-se a possível retoma das estruturas “a” e “b” durante o Dryas Recente. (Figura 4.47).

A actividade neotectónica pode falsear a relação estabelecida entre a actual profundidade de estruturas morfológicas interpretadas como paleo-linhas de costa e as curvas de variação do nível do mar publicadas, sendo expectável que a magnitude das possíveis disparidades possa ser tanto maior quanto mais antiga for a estrutura correlacionada. Tendo em conta a taxa máxima de levantamento do litoral de 0,1-0,2mm/ano proposta por Cabral (1995), será expectável um levantamento até cerca de 6-12m nos 60000 anos correspondentes ao início do EIM-3. A este possível erro podem ainda acrescer (ou subtrair) desfasamentos verticais provocados por movimentações associados a falhas activas.

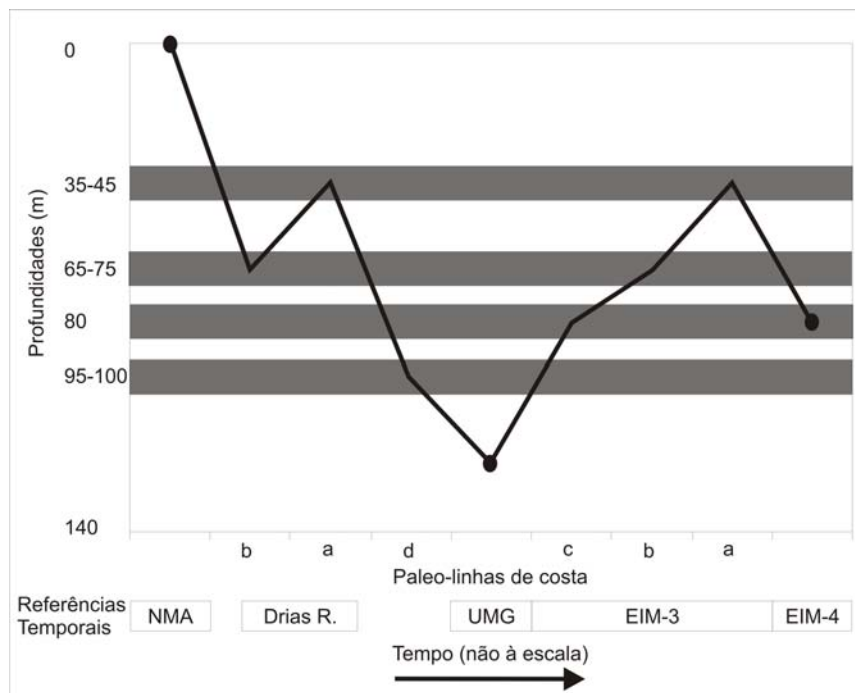


Figura 4.47 – Representação esquemática da sequência temporal em que as estruturas morfológicas (a,b,c,d) poderão ter funcionado como linhas de costa. No eixo das ordenadas representa-se o tempo, referenciando-se embora não á escala os períodos cujo nível do mar se relacionam com as paleo-linhas de costa. NMA-Nível do mar actual, Drias R.-Drias Recente, UGM- Último máximo glaciário, EIM-Estádio isotópico marinho



Da modelação da superfície S3 resultou a identificação de duas depressões (Figura 4.40). Uma dessas depressões tem uma orientação próxima de N-S, drena para SW e localiza-se entre cerca de 60m a 70m de profundidade ao largo da actual barra do estuário do Sado (depocentro D1). Esta depressão é interpretada como correspondendo a um canal de maré, eventualmente associado a uma barra contemporânea de uma linha de costa que poderia estar cerca de 70m a 80m abaixo da actual. A outra depressão identificada tem a forma de um vale de direcção NE-SW, também drenante para SW, cuja cabeceira está acerca de 35m de profundidade e que se localiza ao largo da zona da Ponta de Pêra. Esta segunda depressão poderá corresponder ao canal de drenagem associado á segunda barra do estuário do Sado que se pensa ter existido a sul da actual barra e cuja existência pode ser inferida por textos históricos referentes ao período de ocupação romana da Península de Tróia, que à data seria a ilha de Acala (Castelo-Branco, 1926; Quevauviller e Moita, 1986; Étienne *et al.*, 1994).

### **4.5.3 Estruturas secundárias**

#### **4.5.3.1 Falhas**

O limite Sul (para o largo) da depressão identificada por depocentro D1 coincide espacialmente com uma falha ou zona de deformação que afecta a unidade US4 (e.g. linhas bmr09 e tc35, Figura 4.26 e Figura 4.20, respectivamente). Não é claro se esta estrutura se prolonga ou não para o interior da unidade US3, nem se o limite Norte de D1 também é controlado estruturalmente, o que poderia levar à interpretação de D1 como uma estrutura do tipo graben. A dificuldade em determinar se a unidade US3 é ou não cortada por esta(s) falha(s) tem a ver por um lado com o facto de US3 ter níveis praticamente transparentes e, por outro lado, com a dificuldade em discernir se o aparente desfasamento das reflexões que se observa em US3 por cima da zona de falha é gerado por movimentação da falha, por subsidência diferencial dos sedimentos induzida pela presença da falha em níveis subjacentes ou ainda apenas pela acomodação dos sedimentos de preenchimento acompanhando a forma da depressão pré-existente.

Estima-se que a direcção geral da zona de deformação a que se associam estas falhas seja próxima de N-S. Esta estimativa não se encontra, porém, bem constringida visto que a estrutura só foi reconhecida numa reduzida área do extremo NW do mosaico 1.

A estimativa da idade da última movimentação associada a esta estrutura está condicionada por um lado pelas incertezas relativas à idade das unidades US3 e US4 e, por outro lado, pela incerteza sobre o prolongamento ou não da estrutura para o interior de US3. No entanto, dado que a estrutura afecta seguramente os níveis sub-horizontais mais superficiais de US4 estima-se que se trate de uma estrutura com actividade durante o Plio-Plistocénico, não sendo de descartar a hipóteses de eventuais movimentações mais recentes dado que a idade mínima estimada para US3 é de 12000 a 9000 anos. Deformação tectónica recente nesta área é compatível com sismicidade instrumental registada com localização de epicentros na região da área de estudo (Figura 1.12).

### 4.5.3.2 Variações laterais de amplitude

Na zona mais interna das linhas na área do mosaico 1, observam-se frequentemente variações laterais na amplitude das reflexões das unidades US3 e US4, algumas das quais definindo colunas de *pull-up*. De uma forma geral, quando às variações de amplitude não se associa uma alteração significativa do tempo de chegada das reflexões, interpretam-se essas variações de amplitude como sendo resultantes de diferentes características dos materiais sobrejacentes e/ou da circulação de fluidos. A acumulação e/ou escape de fluidos pode ser actual ou extinta e as estruturas observadas deverão corresponder a antigas zonas de circulação focalizada, eventualmente associadas a falhas.

Destacam-se dois tipos de estruturas colunares definidas por variações laterais (horizontais) na amplitude das reflexões identificadas que se agrupam em 2 tipos:

1. Reflexões onduladas a que se associam colunas definidas por atenuação do sinal e redução do tempo de chegada (*pull-up*) das reflexões, subjacentes aos sectores convexos (mais elevados) das ondulações, (e.g. horizonte hz22 na linha bmr10, Figura 4.23 e Figura 4.25);
2. Reflexões reforçadas a que se associam colunas subjacentes definidas por atenuação do sinal e redução do tempo de chegada (*pull-up*) das reflexões (e.g. linha bmr08, Figura 4.25), tendo-se designado esta associação por estruturas r.

As estruturas referidas no primeiro tipo são interpretadas como correspondendo a campos de dunas submarinas (formas de fundo), que foram preservadas ao serem cobertas por outros sedimentos. As colunas de *pull-up* subjacentes indiciam que a velocidade de propagação do sinal sísmico é maior nas áreas mais elevadas das ondulações (dunas). Esta alteração de velocidade pode ser explicada por contrastes na natureza, granulometria ou compactação dos sedimentos que constituem as zonas mais elevadas (dunas) e as mais deprimidas (interdunares) e/ou por consolidação, ainda que parcial, dos sedimentos que constituem as dunas. Formas deste tipo são frequentes em ambientes costeiros, tendo-se inclusivamente identificado estruturas semelhantes no fundo do canal de vazante principal que atravessa o actual delta do estuário (e.g. linhas bmr11 e tc20, Figura 4.18 e Figura 4.19, respectivamente). Gardner *et al* (2005) descreve formas de fundo semelhantes, tanto em termos das suas dimensões como da profundidade a que ocorrem, que se relacionam com deltas de bordo de plataforma atribuídos ao Estádio Isotópico Marinho 3 (~25 000 a 60 000 anos B.P.) e que afloram actualmente na plataforma continental ao largo da Florida (Estados Unidos da América).

Como segundo tipo referem-se as estruturas r, para as quais se propõem várias hipóteses de interpretação.

Propõem-se as seguintes 4 hipóteses para a interpretação das estruturas r:

1. Sedimentos costeiros consolidados, nomeadamente de barreiras costeiras, praias (*beachrocks*) dunas (eolianitos) ou lobos deltaicos. Nesta perspectiva as estruturas poderiam ter tido uma origem semelhante às do 2 tipo (reflexões onduladas de bmr10) que se interpretaram como formas de fundo (dunas) típicas de zonas costeiras. A maior dimensão das estruturas r, poderia ser associada a estruturas costeiras de maiores dimensões e/ou ao facto de terem sido parcialmente arrasadas;

2. Bancos de ostras. A presença de níveis que funcionam como relevos de dureza aflorantes ou soterrados que correspondem a resquícios de bancos de ostras têm sido identificados em ambientes costeiros, particularmente em estuários dos Estados Unidos da América (Smith *et al.*, 2003; Carbotte *et al.*, 2004; Slagle *et al.*, 2006). Localmente, destacam-se as referências a restos fósseis de ostras encontrados no fundo de canais atribuídos ao Pliocénico na zona da Fonte da Telha e em depósitos de terraços marinhos situados entre os 12m a 15m e 5m a 8m na costa da Arrábida que são atribuídos ao último interglaciário (~100000 anos B.P.) (Manuppella *et al.*, 1999);
3. Zonas de circulação focalizada de fluidos, conducentes à consolidação dos níveis superiores por formação de carapaças carbonatadas ou ferruginosas. Destaca-se a proximidade de ocorrência em Setúbal de estruturas tubulares em arenitos ferruginosos atribuídos ao Pliocénico, na formação conhecida como “Pedra Furada”, cuja génese se associa a um processo deste tipo (Azevêdo *et al.*, 2006). Destaca-se ainda a referência à presença frequente de encouraçamentos ferruginosos no Conglomerado de Marco Furado (P<sub>MF</sub>) atribuído ao Plistocénico (Manuppella *et al.*, 1999) e que aflora na área de Setúbal e a Norte da Arrábida.
4. Ascensão de sedimentos por injeção que se poderá relacionar com estruturas diapíricas ou de vulcões de areia. A existência de estruturas diapíricas na região é conhecida, nomeadamente o caso do diapiro de Sesimbra. Estrutura como vulcões de areia não estão referenciadas na região. Embora se designem por vulcões de areia, este tipo de estrutura associa-se normalmente a sedimentos da classe dimensional do silte. Embora não tenham propriamente um ambiente de ocorrência definido, já que a desidratação de sedimentos a que se associam pode ocorrer em diversos ambientes, os vulcões de areia ocorrem frequentemente associados a turbiditos e deltas (Allen, 1982) e podem resultar de instabilizações dos sedimentos provocadas por abalos sísmicos ou ondas de tempestade (Hancock e Skinner, 2009).

Face à reduzida informação de que se dispõe sobre as estruturas r, qualquer hipótese proposta para a sua interpretação é meramente especulativa. No entanto, embora se desconheça tanto a natureza dos materiais que as constituem, como a sua idade e os processos que conduziram à sua formação, parecer ser relativamente seguro supor que se tratam de estruturas formadas na proximidade da linha de costa. Esta assumpção é suportada pelo facto de estas estruturas se enquadrarem entre as superfícies S2 e S3 e ocorrerem geralmente nas proximidades quer da intersecção destas duas superfícies, quer de ressaltos morfológicos interpretados como paleo-linhas de costa. Acresce ainda o facto de estas estruturas terem alguma continuidade lateral, alinhando-se aparentemente segundo uma direcção aproximadamente paralela à da actual linha de costa de Tróia. Nesta perspectiva, estas estruturas poderiam corresponder a resquícios de plataformas costeiras que, embora mais antigas, poderão ser equivalentes às que se descreveram no actual fundo do mar (Tabela 4.14), que também são sublinhadas por faixas de afloramentos rochosos e que se interpretaram como indícios de paleo-linhas de costa. De acordo com esta hipótese as colunas subjacentes com *pull-up* e atenuação de sinal poderão ser justificadas, por um lado, pela fraca penetração do sinal sísmico nos níveis consolidados, o que explicaria a atenuação e, por outro lado, pela mais rápida velocidade de propagação nestes níveis da pequena fracção do sinal que conseguiu penetrar, o que explicaria o *pull-up*. Esta hipótese não explica no entanto a presença de descontinuidades que se interpretaram como falhas normais que por vezes

se associam às estruturas r (linha bmr08, Figura 4.25). Destaca-se no entanto que as 4 hipóteses propostas não são mutuamente exclusivas, podendo-se inclusivamente considerar cenários em que hipóteses a que não se associa a presença de descontinuidades subjacentes (as duas primeiras), se associem a hipóteses que pressupõem a presença de descontinuidades subjacentes (as duas últimas).

## 4.6 Conclusões

Da interpretação sísmo-estratigráfica dos dados de sísmica de reflexão de alta resolução adquiridos na plataforma continental ao largo do estuário do Sado, resultou a definição de 4 unidades sísmicas principais.

### US1

A unidade US1 corresponde ao actual delta de vazante do estuário do Sado, associando-se portanto a sua formação ao actual nível do mar (unidade de alto nível do mar). A sua base é definida por S1 que constitui uma superfície de *downlap* (máxima inundação), cuja idade se estima em 7500 a 5000 anos. De acordo com a profundidade de S1, a espessura máxima que o delta de vazante do estuário atinge no canal principal é estimada em cerca de 35m. A estrutura interna do delta não tem evidências de níveis consolidados, tendo-se identificado na sua frente progradante 4 zonas com conjuntos de reflexões que poderão corresponder a eventos erosivos e/ou a depósitos de tempestade.

### US2

A unidade US2 é interpretada como uma unidade transgressiva (retrogradante), que forma uma fina película sedimentar que recobre a plataforma até cerca de 120m de profundidade. Este manto sedimentar é particularmente delgado entre cerca dos 65m a 85m de profundidade, sendo nesta área interrompido por faixas de afloramentos rochosos talhados nas unidades US3 e/ou US4 subjacentes. A base da unidade US2 é definida por S2 que se interpreta como uma superfície de ravinamento marinho associada à transgressão holocénica que se seguiu ao último máximo glaciário há cerca de 18000 anos B.P.. Trata-se provavelmente de uma superfície com uma história complexa, diacrónica e poligénica, devendo os seus principais acidentes morfológicos (por vezes aflorantes), corresponder a relevos anteriores que durante a última transgressão foram retocados enquanto funcionaram como linhas de costa.

A evolução recente da plataforma é caracterizada por uma baixa disponibilidade sedimentar (*sediment starved shelf*), que está patente 1) na reduzida espessura máxima de US2 (~9m), 2) na preservação de corpos sedimentares (D4 e D4') associados a quebras de declive, 3) à elevada inclinação média de S2 (~0,4°) e 4) à sua semelhança morfológica com o actual fundo do mar. Destaca-se ainda que os principais depocentros de US2 tendem a localizar-se para SE dos depocentros de US3.

### US3

A unidade US3 é constituída por um empilhamento de conjuntos de reflexões essencialmente progradante para o largo, que são separados por superfícies erosivas. Como um todo a unidade constitui um banco sedimentar que se enquadra geralmente entre os 26 e os 85m de profundidade, onde termina em bisel contra o fundo do mar ou S2. A sua face voltada ao largo (SW) está entalhada por duas plataformas costeiras

aos 65m e 80m de profundidade, que por vezes são aflorantes definindo uma faixa do fundo do mar marcada por quebras de declive e fundos rochosos.

A base da unidade é delimitada por uma superfície erosiva, S3, que na zona mais interna é marcada por 2 importantes depressões drenantes para SW, a que se associam os principais depocentros identificados, cuja base atinge a cota -96m sugerindo um ravinamento de maré e/ou interferência tectónica. Uma dessas depressões (D1) parece ser controlada estruturalmente por falhas que provavelmente serão distensivas e situa-se ao largo da actual barra do estuário. A outra depressão situa-se ao largo da inflexão da linha de costa de Tróia (Ponta de Pêra) e constitui um vale com dois troços distintos (D3 e D2) que eventualmente se poderá relacionar com uma segunda barra do estuário do Sado que é referida em documentos históricos. Estas duas depressões de S3 (ou os depocentros correspondentes), são separadas por uma faixa que se interpreta como um alto estrutural com a direcção estimada WSW-ENE, ao longo da qual a existência de US3 é duvidosa.

A idade de US3 pode ser pré ou pós o UMG, podendo-se relacionar especulativamente a deposição da unidade com variações eustáticas recentes. Considerando a 1ª hipótese pode-se relacionar a unidade com o Dryas Recente. Na 2ª hipótese, que se considera mais provável, US3 pode ser relacionada com o Estádio Isotópico Marinho 3 (EIM-3), estimando-se a sua idade entre 25000 a 60000 anos B.P.. Nesta perspectiva, a unidade US3 poderá ser interpretada de um ponto de vista paleogeográfico como um ambiente de barreira costeira. Correspondendo a sua fácies mais distal (para o largo) ao empilhamento de lobos deltaicos progradantes voltados ao mar (semelhantes a US1) e a sua fácies mais interna (para terra) a um ambiente estuarino-lagunar mais protegido da ondulação e onde a influência da maré se torna preponderante.

#### **US4**

A unidade US4 apenas foi limitada superiormente, sendo o seu topo definido pela superfície S3 ou pela superfície S2 que corta a anterior. Trata-se de uma unidade muito heterogénea, incluindo-se no seu domínio pacotes de reflexões sísmicas com diferentes geometrias, que têm como ponto comum o facto de serem anteriores ao ravinamento marinho da última transgressão (S2). De acordo com este pressuposto, os sedimentos mais recentes de US4 terão que ser mais antigos que 12000 a 9000 anos (Dryas Recente), estimando-se que a unidade possa englobar sedimentos do Plio-Plistocénico ao topo do Miocénico.

#### **Paleo-linhas de costa**

As principais estruturas identificadas que se interpretam como possíveis marcadores de paleo-linhas de costa são:

- a) 35m a 45m – Zonas de maior declive correspondentes aos cordões areno-cascalheiros sub paralelos à costa actual, que se associam a linhas de costa do ISM-3, retomadas no Drias recente;
- b) 65m a 75m – Plataforma costeira talhada em US3 (a N) e US4 (a S), que se associam a linhas de costa do ISM-3, retomadas no Dryas recente;
- c) 80m - Plataforma costeira talhada em US3 (a N) e US4 (a S), que se associam a linhas de costa do ISM-3;
- d) 95m a 100m – Plataforma costeira, identificada apenas a Norte (mosaico 1), que se associa a uma linha de costa correlativa da estabilização do NM aos 16 ka durante a última transgressão.

Especulativamente, podem-se relacionar as profundidades a que ocorrem as estruturas morfológicas interpretadas como paleo-linhas de costa com as idades correspondentes a essas profundidades nas curvas de variação do nível do mar propostas (Figura 4.44 e Figura 4.45). De acordo com esse exercício pode-se propor que as 3 primeiras estruturas morfológicas referidas, “a”, “b” e “c”, tenham funcionado sequencialmente como linha de costa durante o EIM-3. Ter-se-á seguido o último máximo glaciário, de cuja linha de costa correlativa não se detectaram evidências. Durante a transgressão que se seguiu ao UMG a estrutura “d” poderá ter correspondido à breve estabilização do nível do mar referida por Dias *et al* (2000) aos 16000 anos, seguindo-se durante o Dryas Recente a possível reactivação das estruturas “a” e “b” (Figura 4.47).





# **CAPÍTULO**

## **5**

### ***SÍNTESE GERAL E CONCLUSÕES***



## 5 SÍNTESE GERAL E CONCLUSÕES

Neste capítulo começa-se por fazer uma síntese geral dos 3 capítulos precedentes. Segue-se a proposta de um possível modelo evolutivo para o sector da plataforma continental e respectivo sistema costeiro ao largo do actual estuário do Sado. Nesse modelo consideram-se duas escalas temporais. Primeiro uma escala milenar em que de acordo com a relação estabelecida entre as estruturas interpretadas e as curvas de variação do nível médio do mar (NMM) consideradas se abarcam os últimos 60 mil anos. Segue-se a análise a uma escala decadal, em que com base na comparação de mapas históricos dos últimos cerca de 70 anos se descrevem as principais alterações morfológicas do sistema costeiro formado pela bacia estuarina, a barreira que a separa do oceano (península de Tróia) e o delta de vazante submarino do estuário do Sado.

### 5.1 Análise da morfologia e evolução recente do estuário com base na comparação de mapas históricos

Com base na comparação de cartas batimétricas históricas relativas aos últimos 70 anos, pretendeu-se reconstituir a evolução morfológica recente do estuário do Sado. Esta reconstituição da evolução recente do estuário pode ser encarada como o ponto de partida para a avaliação da variabilidade espacial e temporal da morfologia estuarina, com vista à identificação dos principais mecanismos forçadores dessas alterações e da importância relativa de cada um desses mecanismos.

Como dados de base foram utilizadas 5 cartas batimétricas, que correspondem a 4 representações do estuário, editadas pelo Instituto Hidrográfico em 1995/2002, 1979, 1968 e 1930. Complementarmente foram ainda utilizados outros dados, nomeadamente; mapas batimétricos de enquadramento da zona, fotografias aéreas de 1958 e mapas topográficos à escala 1:25 000 cujas datas variam entre 1971 e 1994).

Apesar das limitações impostas por 1) uma reduzida densidade espacial de dados, 2) incertezas sobre as suas datas de aquisição, 3) as metodologias adoptadas e 4) o curto período de tempo analisado (70 anos qualitativamente e 35 anos quantitativamente), a comparação de cartas batimétricas históricas realizada forneceu informação relevante sobre a evolução recente do estuário do Sado. De um ponto de vista qualitativo, permitiu reconhecer padrões gerais da evolução do estuário e identificar diferentes tendências em algumas das principais unidades morfo-estruturais do estuário. Face às limitações referidas os resultados quantitativos obtidos devem ser encarados com alguma prudência, julgando-se contudo que deverão ser indicativos da tendência e ordem de grandeza dos processos.

Após ter sido feita a rasterização das cartas, todo o trabalho decorreu no ambiente do sistema de informação geográfica (SIG) ArcView versão 3.2. Começou-se por georeferenciar os dados e vectorizar toda a informação batimétrica. A partir da informação batimétrica vectorizada foram produzidos modelos digitais da elevação (MDE) abrangendo a bacia estuarina (domínio interno) e o seu delta de vazante (domínio externo). Com base nos dados vectorizados e nos MDE's produzidos, descreveu-se a morfologia actual do estuário e, por comparação dos dados das várias cartas batimétricas, avaliaram-se as alterações morfológicas recentes. Essas alterações foram analisadas tendo em conta as variações dos seguintes tópicos: linha de costa, distribuição de profundidades do domínio interno, linhas de talvegue dos canais,

morfologia geral do fundo estuarino e os volumes do delta de vazante, prisma de maré e espaço de acomodação.

### **Caracterização morfológica actual**

A área do domínio interno do estuário do Sado (Figura 2.19) caracterizada tem cerca de  $135 \times 10^6 \text{ m}^2$ , uma profundidade média de 4m e atinge na zona da barra profundidades máximas na ordem de 44m. De acordo com os critérios definidos esta área foi individualizada em 5 classes, a saber: 1) canais principais, 2) bancos arenosos, 3) zona de transição, 4) canais superiores e 5) planícies de maré.

Os dois canais principais identificados por canal sul e canal norte são separados a montante por uma zona de bancos arenosos (ou delta de enchente) e confluem na área da barra onde desembocam no canal de vazante que se prolonga para o domínio externo do estuário. A área classificada como zona de transição corresponde à zona central do estuário, com profundidades que normalmente não excedem os 12 m e ao longo da qual se faz a transição dos canais principais (sul e norte) para as planícies de maré e os canais superiores das linhas de água que desembocam no estuário, (rio Sado, ribeira da Marateca e ribeira da Comporta). A zona classificada como planícies de maré coincide em grande parte com o domínio intermareal e corresponde a áreas aplanadas com profundidades que normalmente não excedem os 3 m e que bordejam a zona superior (a montante) da bacia estuarina.

A área do domínio externo do estuário do Sado caracterizada tem cerca de  $58 \times 10^6 \text{ m}^2$ , e é ocupada quase na totalidade por um corpo arenoso que corresponde ao delta de vazante do estuário. O delta tem uma forma grosseiramente triangular e é acentuadamente assimétrico relativamente ao canal de vazante principal que o atravessa, correspondendo a área a sul do canal a cerca de 80% da área total do delta. Esta assimetria e o elevado ângulo entre o jacto de vazante e alinha de costa conferem ao delta uma morfologia próxima da descrita por Hicks & Hume, (1996) como “meio delta de alto ângulo (*high-angle half-delta*). Segundo uma normal à costa o comprimento do delta atinge os 6800 m, sendo a sua largura (paralelamente à costa) da ordem dos 12000 m, o que lhe confere um parâmetro de forma (C/L) de 0,57. O volume e espessura de sedimentos do delta foram estimados por subtracção de MDE's estimando-se um volume total que ascende a cerca de  $958 \times 10^6 \text{ m}^3$  e uma possança máxima da ordem dos 40m.

### **Alterações morfológicas e volumétricas**

Considerando que a linha de fronteira definida entre os domínios interno e externo do estuário é representativa da barra do estuário ao longo do período analisado (1930 a 2002), conclui-se que a área da sua secção diminuiu consistentemente ao longo de todo o período, decrescendo de  $35 \times 10^3 \text{ m}^2$ , em 1930 para  $31 \times 10^3 \text{ m}^2$  em 2002, o que corresponde a uma redução de 11%.

Considerando a totalidade da área estuarina analisada com cota inferior ao nível médio do mar, constata-se que essa área tem mantido uma tendência decrescente de  $\approx 0,2\%$  por ano, resultando numa redução da área do estuário de aproximadamente 6% desde 1968. Conclui-se portanto que a movimentação predominante da linha de costa estuarina tem sido desde 1968 no sentido da progradação, ou seja, avançando de terra para o interior da bacia estuarina.

A variação mais relevante na distribuição de profundidade no domínio interno do estuário abaixo do NM é uma diminuição da área submareal e um correspondente

acréscimo da área intermareal (intervalo -2m a 0m). Esta tendência de crescimento da zona intermareal, é válida para todo o período analisado, embora seja particularmente acentuada de 1979 a 1995/2002.

A maior alteração da posição da linha de talvegue de canais assinalada foi o possível reposicionamento entre 1930 e 1968 da zona terminal (mais externa) do canal de vazante principal, que se terá deslocado cerca de 1 km para SE, transferindo-se deste modo da margem a sul do canal para a margem a norte do canal uma área do delta de vazante com cerca de  $1,2 \times 10^6 \text{ m}^2$ . Esta deslocação do troço terminal do canal sugere um mecanismo de *bypass* sedimentar que se poderá enquadrar-se no modelo proposto por Fitzgerald *et al* (2000) designado por alteração de canal externo (*outer channel shifting*).

No estuário interno a tendência geral desde 1968 a 1995/2002 é no sentido da acumulação de sedimentos, detectando-se no entanto um decréscimo acentuado nas taxas de sedimentação a partir de 1979. No estuário externo há uma tendência geral de acumulação para o período de 1968-1979, invertendo-se essa tendência para o período 1979-1995/2002, em que a erosão fundamentalmente localizada no lobo frontal do delta passa a ser dominante.

Comparando os dois deltas residuais modelados para 1930 e 2002, conclui-se que nesse período o delta de vazante perdeu cerca de  $150 \times 10^6 \text{ m}^3$  de sedimentos, o que corresponde a 14% do seu volume inicial e diminui tanto em comprimento como em largura, embora tenha mantido tanto o seu parâmetro de forma como a sua espessura máxima de sedimentos. O volume do delta foi estimado também, aplicando relações empíricas definidas com base no volume do prisma de maré e considerando também, em alguns casos, o ângulo entre a linha de costa e o jacto de vazante. Constatou-se que de uma forma geral todas as equações testadas subestimam o volume do delta relativamente aos volumes estimados por comparação de MDE. Das várias equações testadas, a que mais se aproximou dos volumes estimados com os MDE foi a de Marino & Mehta (1987). Considerando o ângulo do jacto de vazante, os valores obtidos com a equação proposta por Hicks & Hume (1996) avultam em cerca de metade do valor obtido com a equação proposta por Marino & Mehta (1987). Os volumes estimados para o delta do estuário do Sado utilizando os diversos métodos testados têm diferenças importantes. No entanto, todos os métodos indicam que o volume do delta decresceu consistentemente ao longo do período de tempo analisado. Concluiu-se que o somatório das contribuições para a redução de volume do delta da progradação da linha de costa de Tróia e da variação do ângulo do jacto de vazante é inferior a 1%, devendo portanto os restantes 13% da variação estimada ser atribuídos à redução do prisma de maré.

Utilizando a superfície batimétrica mais recente, estimaram-se os volumes do prisma de maré e do espaço de acomodação do estuário do Sado para águas vivas médias em  $365 \times 10^6 \text{ m}^3$  e  $803 \times 10^6 \text{ m}^3$ , respectivamente. Avaliou-se ainda a variação de volume entre os prismas de maré em marés máximas, marés de águas vivas e marés de águas mortas, concluindo-se que o volume do prisma de maré em águas mortas é cerca de 2 vezes menor do que em águas vivas e cerca de 3 vezes menor do que o prisma de maré máxima. De acordo com as estimativas feitas entre 1968 e 1995/2002, tanto o volume do prisma de maré como o do espaço de acomodação decresceram consistentemente, tendo os seus volumes sido reduzidos em cerca de 7% e 8%, respectivamente.

De acordo com a estimativa feita, a área inundável acima do nível médio do mar tem uma contribuição pouco importante (cerca de 10%), para o volume total do prisma de maré. Essa fraca contribuição relaciona-se certamente com o facto de ao longo de grandes extensões das margens do estuário a linha de costa ter sido intervencionada pelo homem, nomeadamente, através da construção de diques e estruturas portuárias. Esta fixação da linha de costa diminui a capacidade de “rollover” do estuário (Allen, 1990), ou seja, a sua capacidade de migrar para o interior à medida que o nível do mar sobe. A reduzida capacidade de migração do estuário para o interior, promove o estreitamento das zonas de transição, nomeadamente as áreas de sapal que vão sendo progressivamente sujeitas a maiores períodos de submersão.

Confrontando a informação disponível sobre o nível do mar, morfologia estuarina e taxas de sedimentação - os três factores principais para a variações de prisma de maré e espaço de acomodação - temos que a subida relativa do nível do mar estimada em cerca de 1,5mm/ano (Dias e Taborda, 1988) com base em dados do marégrafo de Cascais e em cerca de 0,8 mm/ano com a base numa série de dados curta e descontínua do marégrafo de Tróia. Esta subida do nível do mar deverá ter contribuído para aumentar o prisma de maré e o espaço de acomodação, enquanto a redução da área estuarina provocada pela ocupação humana e as taxas de sedimentação globalmente positivas têm contribuído no sentido inverso. Segundo os resultados obtidos neste trabalho, tanto o volume do prisma de maré como o do espaço de acomodação decresceram consistentemente. Sugerindo portanto estes resultados que as taxas de sedimentação positivas e a redução de área do estuário são suficientemente elevadas para se sobreporem ao efeito de subida do nível do mar, promovendo uma redução do prisma de maré e do espaço de acomodação no estuário.

## **5.2 Análise da morfologia e cobertura sedimentar da plataforma continental dos 60m aos 100m de profundidade**

Durante o cruzeiro SADOGEOROB1 foram adquiridos, entre outros, dados batimétricos recolhidos com uma sonda de feixe simples e dados de sonar de varrimento lateral. Estes dados de sonar foram adquiridos com uma frequência de 100Hz, utilizando o equipamento GeoChirp1 que foi rebocado em profundidade e adquiriu também simultaneamente dados de sísmica de reflexão (Chirp). Os dados de sonar foram compilados em dois mosaicos com cerca de 21km<sup>2</sup> e 8km<sup>2</sup> designados, respectivamente por mosaico 1 e mosaico 2, que se localizam na plataforma continental ao largo da barra do Sado e da povoação de Comporta, respectivamente, entre os 60m e os 100m de profundidade.

### **5.2.1 Morfologia e tipo de cobertura sedimentar do fundo**

Com base na análise dos perfis batimétricos adquiridos com a sonda de feixe simples da área dos dois mosaicos, individualizaram-se três sectores da plataforma referidos, do interior para o largo, por S2, S3 e S4 e que se dispõem segundo faixas aproximadamente paralelas às linhas batimétricas. Estes sectores, definidos com base em critérios morfológicos foram relacionados com os dados de sonar de varrimento lateral, em que se definiram tipos de assinaturas de retrodispersão que se compararam

com características granulométricas gerais dos sedimentos que cobrem o fundo do mar publicadas na carta SED5.

No mosaico 2 (Figura 3.5) individualizaram-se três tipos de assinaturas de retrodispersão, que foram comparados a fundos com coberturas sedimentares onde predominam sedimentos finos (retrodispersão mais baixa e muito homogênea), sedimentos grosseiros (retrodispersão mediana e um pouco mais heterogênea) e rocha aflorante ou sub-aflorante (retrodispersão elevada e muito heterogênea). Constatou-se que no mosaico 2, existe uma boa correspondência entre os três sectores da plataforma individualizados de acordo com a morfologia (S2, S3 e S4) e os tipos de retrodispersão (ou granulometria dos sedimentos do fundo),

No mosaico 1 (Figura 3.19) individualizaram-se 4 tipos de assinaturas de retrodispersão. Desses 4 tipos de assinaturas, 3 foram referenciados utilizando as mesmas 3 designações que se utilizaram para tipificar os fundos no mosaico 2 e o 4º tipo foi designado por fundo indiferenciado. Embora este 4º tipo de assinatura possa corresponder a sedimentos grosseiros, a designação de fundo indeterminado foi escolhida face à baixa qualidade dos dados na área e à impossibilidade de estes serem calibrados. No mosaico 1 a relação entre a morfologia da plataforma (sectores S2, S3 e S4) e os tipos de fundo inferidos de acordo com os dados de sonar não tem uma correspondência tão evidente como no mosaico 2. Continua no entanto a verificar-se que, exceptuando o tipo de fundo indiferenciado, tanto os limites dos tipos de fundo inferidos pelos dados de sonar, como os limites dos sectores morfológicos da plataforma tendem a ser essencialmente paralelos às linhas batimétricas.

O sector da plataforma continental S2, que é o mais interior (mais próximo da costa), estende-se até à profundidade de 65m a 70m, tem uma morfologia muito regular e uma inclinação média de 0,4° a 0,5°. Neste sector predomina um tipo de retrodispersão que se associa a uma cobertura sedimentar caracterizada por sedimentos grosseiros areno-cascalhentos.

O sector S3 engloba a faixa costeira com profundidades compreendidas dos 65m-70m aos 90m e caracteriza-se por ter uma grande variabilidade morfológica que lhe é conferida pela frequente presença de zonas de afloramento rochoso. Os afloramentos ou sub-afloramentos rochosos dispõem-se essencialmente ao longo de faixas sub-paralelas à batimetria e tendem a ocorrer a maiores profundidades para SE. No mosaico 2 o principal afloramento estende-se segundo a direcção SE-NW definindo uma faixa com 1700m de comprimento, 300m de largura e formando uma elevação assimétrica cujas vertentes NE e SW se caracterizam, respectivamente, por comandos de 6m-10m e 9m-19m e declives médios de 7.7° e 3.3°. No mosaico 1 os afloramentos têm uma morfologia mais aplanada, formando plataformas ou planaltos ligeiramente inclinados para o mar e cujos limites, especialmente a SW (bordo para o largo) são frequentemente sublinhados por pequenas escarpas ou inflexões na inclinação da plataforma. Dois desses pontos de inflexão do declive que ocorrem na maioria dos perfis por volta dos 75m e dos 80m de profundidade, subdividem este sector da plataforma em três subsectores referidos como S3', S3'' e S3''' (Figura 3.6 e Figura 3.16).

Para além do alinhamento segundo a direcção aproximada SE-NW (N145) definido pelas faixas de afloramento e respectivos relevos, foram identificados outros alinhamentos morfo-estruturais, de entre os quais se destacam como sendo os mais



relevantes dois que se orientam segundo as direcções NE-SW (N45) e NW-SE (N130) (Figura 3.11).

O sector S4 da plataforma desenvolve-se para o largo a partir dos 90m de profundidade e caracteriza-se por uma cobertura sedimentar em que predominam sedimentos finos (areia fina a lodosa) e uma morfologia suave e regular semelhante à do sector S2.

É desconhecida a natureza das rochas aflorantes que se dispõem paralelamente à actual linha de costa entre cerca dos 70m e os 85m de profundidade. Propõem-se duas hipóteses para a sua interpretação.

Na 1ª hipótese considera-se que os afloramentos possam corresponder a relevos talhados em rochas mezo-cenozóicas do preenchimento meridional da bacia Lusitaniana, que eventualmente poderão ter sido levantadas durante a inversão tectónica cenozóica da bacia, formando dessa forma relevos estruturais. Na 2ª hipótese considera-se que os afloramentos possam corresponder a sedimentos costeiros consolidados, nomeadamente eolianitos e depósitos de praias ou deltas, que se poderão associar a paleo-linha(s) de costa quaternária(s).

O vigor da morfologia do principal afloramento do mosaico 2 inviabiliza a sua interpretação como depósitos de praias consolidadas. No entanto, esta elevação rochosa poderá corresponder a outros tipos de sedimentos costeiros consolidados, nomeadamente eolianitos e depósitos de deltas ou de margens de canal. A morfologia mais aplanada dos afloramentos do mosaico 1 viabiliza a sua interpretação como qualquer um dos tipos de depósito costeiro consolidado referidos, inclusivamente praias consolidadas (*beachrocks*).

Para a validação, ou não, desta(s) hipótese(s) será necessário obter dados complementares, nomeadamente batimetria detalhada bem como amostragem e datações dos materiais rochosos. No entanto, independentemente da validade das hipóteses propostas estes afloramentos terão que ter funcionado como linhas de costa durante (pelo menos) o último ciclo glaciário. Resta apurar com que ciclo(s) eustático(s) se relacionam as morfologias e os eventuais depósitos costeiros preservados. Embora os afloramentos rochosos dos dois mosaicos se disponham segundo orientações e profundidades semelhantes, as suas diferentes morfologias sugerem que terão constituído linhas de costa que evoluíram com diferentes comportamentos.

## **5.2.2 Estruturas identificadas**

Entre as estruturas identificadas nos dados de sonar contam-se padrões sedimentares que se interpretaram como formas granulometricamente diferenciadas, marcas associadas a actividades antrópicas e 3 tipos de estruturas circulares cuja origem de desconhece.

### **Padrões sedimentares granulometricamente diferenciados**

Embora os principais padrões sedimentares identificados nos 2 mosaicos tenham características muito diferentes, foram interpretados nos dois casos como correspondendo a formas transversais granulometricamente diferenciadas (*sorted bedforms* ou *rippled scour depressions*). Foram ainda identificadas formas de fundo que se interpretaram como dunas longitudinais e transversais, que ocorrem

normalmente associados aos padrões sedimentares granulometricamente diferenciados. Embora não tenha sido possível avaliar a expressão morfológica destas supostas dunas, de acordo com o seu espaçamento, estas formas enquadram-se como correspondendo a dunas longitudinais e transversais de dimensões médias a grandes, segundo a nomenclatura proposta pelo SEPM (Ashley, 1990).

No mosaico 2 os padrões sedimentares interpretados como formas transversais granulometricamente diferenciadas são mais nítidos, formando estruturas que são evidenciadas por uma retrodispersão claramente contrastante e que são distintas a norte e a sul da principal elevação rochosa do mosaico.

A norte ocorrem manchas de sedimentos finos (baixa retrodispersão) granulometricamente diferenciadas que se deslocam sobre sedimentos grosseiros (retrodispersão média). Estas manchas de sedimentos finos normalmente não excedem os 200m segundo a direcção NNW-SSE que corresponde ao seu maior alongamento. O facto de, por vezes, terem uma forma *barcanoide* e/ou o bordo SW sublinhado por uma faixa com retrodispersão mais baixa, sugere um transporte sedimentar por correntes de ENE para WSW.

Na área a Este da principal elevação rochosa as correntes submarinas deverão ser mais rápidas dado que os padrões sedimentares granulometricamente diferenciados se caracterizam por 1) formas *barcanoides* de baixa relação comprimento/largura; 2) formas transversais mais longas, provavelmente resultantes da coalescência das anteriores e 3) pela associação de formas de fundo interpretadas como dunas transversais e longitudinais.

A Sul da principal elevação rochosa a transição entre as áreas com predominância de sedimentos grosseiros (a NE) e finos (a SW) é caracterizada por padrões sedimentares granulometricamente diferenciados, formado manchas sedimentares alongadas com formas que se assemelham a cúspides, dispostas de forma orientada e periódica com um espaçamento de 95m-275m (distância entre eixos de formas contíguas).

Estas formas em cúspide (Figura 3.4) são definidas por uma alternância entre faixas estreitas (15m a 80m de largura) de sedimentos grosseiros com faixas largas de sedimentos finos. Estas últimas, são mais largas na base, onde enraízam na zona com predominância de sedimentos finos e onde têm larguras de 180m a 280m, apresentando no seu topo uma largura de apenas 40m a 140m. Segundo a direcção de maior alongamento ENE-WSW têm um comprimento que geralmente ronda os 300m, podendo no entanto atingir os 900m. A orientação destas formas é oblíqua relativamente à ruptura de declive provocada pelo afloramento rochoso para o qual aponta o vértice (ou topo) das cúspides. Acresce ainda que, estes padrões sedimentares não são simétricos. O flanco NW das formas em cúspide é mais longo e mais rectilíneo e o seu topo (ou vértice) é deflectido para o lado do flanco mais curto (flanco SE).

Tendo em conta a sua geometria, as formas em cúspide foram interpretadas como resultando da interferência de correntes segundo duas direcções principais. Uma corrente estabelecida ao longo da escarpa rochosa de NW para SE, responsável pela assimetria e deflexão do topo destas formas. E outra corrente de ENE para WSW (direcção igual à inferida para a zona NE do afloramento rochoso), que seria responsável pelo prolongamento longitudinal das manchas de sedimentos grosseiros, sendo paralela à direcção de maior alongamento destes padrões e também à lineação N80.

No mosaico 1 as formas de fundo mais relevantes que se identificaram consistem em padrões sedimentares granulometricamente diferenciados localizados no extremo NE do mosaico entre os 60m e os 70m de profundidade que, contrariamente aos do mosaico 2, são formados por manchas de sedimentos mais grosseiros que se destacam no seio de sedimentos mais finos. Estas manchas de alta retrodispersão (sedimentos grosseiros), não têm expressão morfológica detectável no fundo, têm uma largura máxima de cerca de 40m, um espaçamento (distancia entre eixos de formas contíguas) de cerca de 100m-130m e atingem um comprimento contínuo máximo na ordem dos 250m. Formam estruturas transversais que se dispõem sub-paralelamente segundo a direcção média NW-SE a N-S, com uma fronteira bem definida, que se caracteriza por ser rectilínea no flanco NE e recortada no flanco SW. Tal como nas estruturas do mosaico 2, a direcção da corrente inferida é de ENE para WSW (Figura 3.26).

As características das várias formas sedimentares descritas nos dois mosaicos sugerem um ambiente de energia moderadamente elevada, com correntes dominantes de ENE para WSW e uma reduzida disponibilidade de sedimento móvel. Tanto a reduzida disponibilidade sedimentar, como as características dos padrões sedimentares observados, são compatíveis com uma distribuição granulométrica bimodal dos sedimentos que cobrem a plataforma continental e correntes médias inferiores á corrente limite de mobilização dos sedimentos mais grosseiros. Estes sedimentos mais grosseiros poderiam eventualmente ser mobilizáveis durante temporais capazes de criar condições hidrodinâmicas extraordinárias.

Face a indeterminação sobre a granulometria dos sedimentos e as correntes que afectam este troço da plataforma, não se apurou se as formas sedimentares descritas estão, ou não, em equilíbrio com as condições hidrodinâmicas vigentes. Permanece portanto como um problema em aberto esclarecer se estas estruturas sedimentares são: 1) mobilizadas pelas condições hidrodinâmicas medias actuais, 2) mobilizadas apenas em situações extraordinárias de temporal ou 3) não são mobilizáveis actualmente, correspondendo a formas relíquia formadas num enquadramento hidrodinâmico distinto do actual (e.g. diferente nível do mar).

### **Estruturas circulares**

As estruturas circulares de origem desconhecida são formas identificadas no mosaico 1 entre os 65m e os 85m de profundidade, que se destacam por terem uma retrodispersão contrastante e que se caracterizam por uma forma em planta sub-circular ou elíptica com dimensões que normalmente se enquadram entre os 20m e os 70m de diâmetro (Figura 3.20, Figura 3.24 e Figura 3.25). O perímetro exterior de algumas destas formas é marcado por uma faixa concêntrica que forma um halo de alta retrodispersão, aumentando o tamanho total das estruturas que podem assim atingir diâmetros totais na ordem dos 160m. Estes halos no perímetro exterior das formas circulares têm diferentes características, podendo exhibir um padrão radial ou um padrão relativamente homogéneo embora com bordos difusos e irregulares. As estruturas circulares identificadas foram classificadas de acordo com o tipo de substrato sobre o qual ocorrem, rocha ou sedimento, sendo aquelas que ocorrem em sedimento posteriormente subdivididas em 3 tipos de acordo com a presença de padrões radiais, em halo ou nenhum dos dois.

As estruturas circulares que ocorrem em substrato rochoso caracterizam-se por constituírem áreas topograficamente deprimidas com retrodispersão mais baixa e

dimensões que geralmente se enquadram entre os 12m e os 80m de diâmetro, podendo no entanto atingir os 150m. Propõe-se a interpretação destas estruturas como depressões erosivas, possivelmente cársicas, parcialmente preenchidas por sedimentos responsáveis pela assinatura com baixa retrodispersão da zona central.

Não foi possível avaliar qual a expressão morfológica no fundo do mar de nenhum dos 3 tipos de estruturas circulares consideradas em substrato sedimentar. No entanto, foram discutidas várias hipóteses interpretativas para as estruturas com halo e com padrões radiais, considerando-se que a hipótese mais provável é tratarem-se de estruturas antrópicas correspondentes a aterros submarinos utilizados para a descarga de materiais rejeitados, nomeadamente sedimentos dragados não aproveitáveis como inertes.

O padrão radial observado pode ser interpretado como sendo resultante do efeito cumulativo de vários eventos de destabilização e redistribuição gravítica dos sedimentos empilhados no aterro e/ou de vários eventos de descarga em movimento seguindo diferentes rumos de aproximação ao aterro. Os padrões em halo com diferentes tons (diferente retrodispersão) podem ser provocados pela onda de pressão gerada pelo impacto no fundo dos materiais descarregados, e/ou da posterior deposição da pluma formada pelos materiais mais finos que se dispersam durante a queda ao longo da coluna de água.

### **Estruturas antrópicas**

Foram ainda identificadas marcas de fundo que se interpretaram como estruturas resultantes de actividades antrópicas. Exceptuando uma pequena marca deste tipo que ocorre no mosaico 2, todas as restantes foram identificadas no mosaico 1 e a profundidades inferiores a 70m. De uma forma geral, estas estruturas caracterizam-se por terem formas alongadas descrevendo linhas rectilíneas ou em arco de círculo. Aquelas em que foi possível identificar uma expressão morfológica negativa foram interpretadas como marcas de arraste de âncoras e quando não foi possível identificar qualquer expressão morfológica interpretaram-se como marcas de arraste de artes de pesca ou descargas feitas em movimento de materiais rejeitados.

Uma marca no extremo NE do mosaico 1 a cerca de 65m de profundidade destaca-se das restantes pelas suas dimensões e morfologia particular. Trata-se de uma estrutura linear descontínua que se estende por uma área com cerca de 400m de extensão e que é marcada por uma dupla depressão com cerca de 4m de largura (Figura 3.24, B).

## **5.3 Análise sísmo-estratigráfica da plataforma continental com base em dados de sísmica de reflexão de alta resolução**

Os dados de sísmica de reflexão adquiridos nos cruzeiros Tesa e Sadogeorob 1 foram interpretados com o objectivo de reconstituir a história evolutiva da plataforma continental desde o UMG, prestando-se uma atenção particular à variação da posição da linha de costa (Figura 4.1).

Os dados de sísmica de reflexão utilizados consistem em conjuntos de perfis adquiridos com equipamentos do tipo Sparker, Chirp e dois sistemas Boomer

(equipamentos do IGM e IH), totalizando cerca de 640km de perfis. Estes dados foram processados utilizando-se diferentes procedimentos para os 4 conjuntos de dados tratados, de forma a otimizar: 1) a compatibilização entre os diversos tipos de dados; 2) melhorar o seu posicionamento, tanto no plano vertical como no horizontal e 3) melhorar a razão sinal/ruído. Os principais operadores de processamento aplicados incluíram: reamostragem, correcções de amplitude (divergência esférica e equalização), filtros de frequência, correcção de maré e de NMO, filtro de ondulação, correcção de geometria (apenas perfis Chirp) e mistura de traços.

Da interpretação feita dos dados de sísmica de alta resolução resultou a definição de 3 superfícies principais, que individualizam 4 unidades sísmicas, cada uma com várias subunidades. As 3 superfícies e as 4 unidades sísmicas principais foram referenciadas por S1 a S3 e US1 a US4, respectivamente, das mais recentes para as mais antigas. A estimativa das idades para cada unidade foi feita com base em curvas de variação do nível do mar publicadas (Pillans *et al.*, 1998; Dias *et al.*, 2000; Psuty e Moreira, 2000)

### **US1**

A unidade US1 (Figura 4.18) corresponde ao actual delta de vazante do estuário do Sado, associando-se, portanto, a sua formação ao actual nível do mar (unidade de alto nível do mar). A sua base é definida por S1 que constitui uma superfície de *downlap* (máxima inundação), cuja idade se estima em 7500 a 5000 anos B.P.. De acordo com a profundidade de S1, a espessura máxima que o delta de vazante do estuário atinge no canal principal é estimada em cerca de 35m. A estrutura interna do delta não tem evidências de níveis consolidados, tendo-se identificado na sua frente progradante 4 zonas com conjuntos de reflexões que poderão corresponder a eventos erosivos e/ou a depósitos associados a eventos extremos (e.g. cheias, tempestade, tsunamis, deslizamentos, ...).

### **US2**

A unidade US2 (Figura 4.19, Figura 4.20 e Figura 4.21) é interpretada como uma unidade transgressiva (retrogradante), que forma uma fina película sedimentar que recobre a plataforma até cerca de 120m de profundidade. Este manto sedimentar é particularmente delgado entre cerca dos 65m a 85m de profundidade, sendo nesta área interrompido por faixas de afloramentos rochosos talhados nas unidades US3 e/ou US4 subjacentes. A base da unidade US2 é definida por S2 que se interpreta como uma superfície de ravinamento marinho associada à transgressão holocénica que se seguiu ao último máximo glaciário (UMG) há cerca de 18000 anos B.P.. Trata-se provavelmente de uma superfície com uma história complexa, diacrónica e poligénica, devendo os seus principais acidentes morfológicos (por vezes aflorantes), corresponder a relevos anteriores que durante a última transgressão foram retocados enquanto funcionaram como linhas de costa.

### **US3**

A unidade US3 (Figura 4.19 e Figura 4.26) é constituída por um empilhamento de conjuntos de reflexões essencialmente progradantes para o largo, que são separados por superfícies erosivas. Como um todo a unidade constitui um banco sedimentar que se enquadra geralmente entre os 26m e os 85m de profundidade, onde termina em bisel contra o fundo do mar ou S2. A sua face voltada ao largo (SW) está entalhada por duas plataformas costeiras aos 65m e 80m de profundidade, que por vezes são

aflorantes definindo uma faixa do fundo do mar marcada por quebras de declive e fundos rochosos.

A base da unidade é delimitada por uma superfície erosiva, S3, que na zona mais interna é marcada por 2 importantes depressões drenantes para SW, a que se associam os principais depocentros, cuja base atinge a cota -96m sugerindo um ravinamento de maré e/ou interferência tectónica. Uma dessas depressões (D1) (Figura 4.26, Figura 4.41 e Figura 4.42) situa-se ao largo da actual barra do estuário parece ser controlada estruturalmente por falhas que provavelmente serão distensivas e. A outra depressão situa-se ao largo da inflexão da linha de costa de Tróia (Ponta de Pêra) e constitui um vale com dois troços distintos (D3 e D2, Figura 4.42) que eventualmente se poderá relacionar com uma segunda barra do estuário do Sado que é referida em documentos históricos.

A idade de US3 pode ser pré ou pós o UMG, podendo-se relacionar especulativamente a deposição da unidade com variações eustáticas recentes. Considerando a 1ª hipótese pode-se relacionar a unidade com o Dryas Recente. Na 2ª hipótese, que se considera mais provável, US3 pode ser relacionada com o Estádio Isotópico Marinho 3 (EIM-3), estimando-se a sua idade entre 25000 a 60000 anos B.P.. Nesta perspectiva, a unidade US3 poderá ser interpretada de um ponto de vista paleogeográfico como um ambiente de barreira costeira. Correspondendo a sua fácies mais distal (para o largo) ao empilhamento de lobos deltaicos progradantes voltados ao mar (semelhantes a US1) e a sua fácies mais interna (para terra) a um ambiente estuarino-lagunar mais protegido da ondulação e onde a influência da maré se torna preponderante.

#### **US4**

A unidade US4 (Figura 4.19 e Figura 4.26) apenas foi limitada superiormente, sendo o seu topo definido pela superfície S3 ou pela superfície S2 que corta a anterior. Trata-se de uma unidade muito heterogénea, incluindo-se no seu domínio pacotes de reflexões sísmicas com diferentes geometrias, que têm como ponto comum o facto de serem anteriores ao ravinamento marinho da última transgressão (S2). De acordo com este pressuposto, os sedimentos mais recentes de US4 terão que ser mais antigos que 12000 a 9000 anos (Dryas Recente), estimando-se que a unidade possa englobar sedimentos do Plio-Plistocénico ao topo do Miocénico.

### **5.4 Evolução recente do sistema costeiro e plataforma continental ao largo do estuário do Sado**

As unidades sísmicas US1 a US3 correspondem à série sedimentar enquadrada pelo actual fundo do mar e pela mais antiga das principais superfícies sísmicas definidas (S3). De acordo com as idades estimadas para as unidades sísmicas interpretadas, a serie sedimentar que compreende US1 a US3 pode abarcar um período correspondente aos últimos 60kanos. Tendo em conta as principais conclusões a que se chegou através da interpretação da sísmica de alta resolução, propõe-se um possível modelo para a evolução da linha de costa neste sector da plataforma durante os últimos 60 kanos.

Para esse modelo contribuem também 1) a análise morfológica feita para o sector da plataforma estudado, 2) a interpretação dos dados de sonar de varrimento lateral e 3) a análise comparativa de mapas históricos.

Da análise comparativa de mapas históricos dos últimos 70 anos, resultou uma perspectiva do que se crê terem sido as principais alterações morfológicas sofridas pela bacia estuarina e pelo respectivo delta de vazante. Tendo em conta as principais conclusões a que se chegou através da interpretação dos resultados obtidos pela análise comparativa de mapas, é possível detalhar o modelo evolutivo proposto para a plataforma complementando-o com a informação referente as alterações ocorridas nos últimos 70 anos na área do delta e da bacia estuarina.

As duas abordagens utilizadas para reconstituir a evolução da plataforma, com base na sísmica e nos mapas históricos são muito distintas. Essas diferenças resultam, não só das características intrínsecas de cada uma das metodologias aplicadas, como também da grande diferença na escala temporal considerada pelos dois tipos de análise e pela área geográfica envolvida. Contudo, apesar dessas diferenças existem também pontos comuns e de complementaridade que interessa explorar. O delta de vazante do estuário constitui a área onde a complementaridade das duas abordagens utilizadas é mais evidente. Essa complementaridade particular resulta de: 1) o delta corresponder a uma área em que se sobrepõem os domínios geográficos analisados pelas duas metodologias; 2) corresponder à estrutura sedimentar activa no presente, que faz a transição geográfica e fenomenológica entre os domínios de plataforma e da bacia estuarina e, 3) a sua relação estratigráfica com os sistemas sedimentares anteriores e destes entre si, abrem uma janela de entendimento sobre a evolução geográfica recente resultante de interacções complexas entre as oscilações do nível do mar, sedimentação e tectónica..

O modelo proposto para a evolução do sector da plataforma estudado é inferido fundamentalmente a partir das estruturas que se interpretaram como marcadores de paleo-linhas de costa, cuja idade foi estimada por correlação com curvas de variação do NMM publicadas (Figura 5.1)

As principais estruturas identificadas que se interpretam como possíveis marcadores de paleo-linhas de costa e as respectivas idades estimadas são:

- a) 35m a 45m abaixo do nível do mar (Figura 4.31 e Figura 4.46) – Zonas de maior declive correspondentes aos cordões areno-cascalhentos sub paralelos à costa actual, que se associam a linhas de costa do ISM-3, retomadas no Dryas recente;
- b) 65m a 75m abaixo do nível do mar (C2, Figura 4.38) – Plataforma costeira talhada em US3 (a N) e US4 (a S), que se associam a linhas de costa do ISM-3, retomadas no Dryas recente;
- c) 80m abaixo do nível do mar (C3, Figura 4.38) – Plataforma costeira talhada em US3 (a N) e US4 (a S), que se associam a linhas de costa do ISM-3;
- d) 95m a 100m abaixo do nível do mar (C5, Figura 4.39) – Plataforma costeira, identificada apenas a Norte (mosaico 1), que se associa a uma linha de costa correlativa da estabilização do NM aos 16kanos durante a última transgressão.



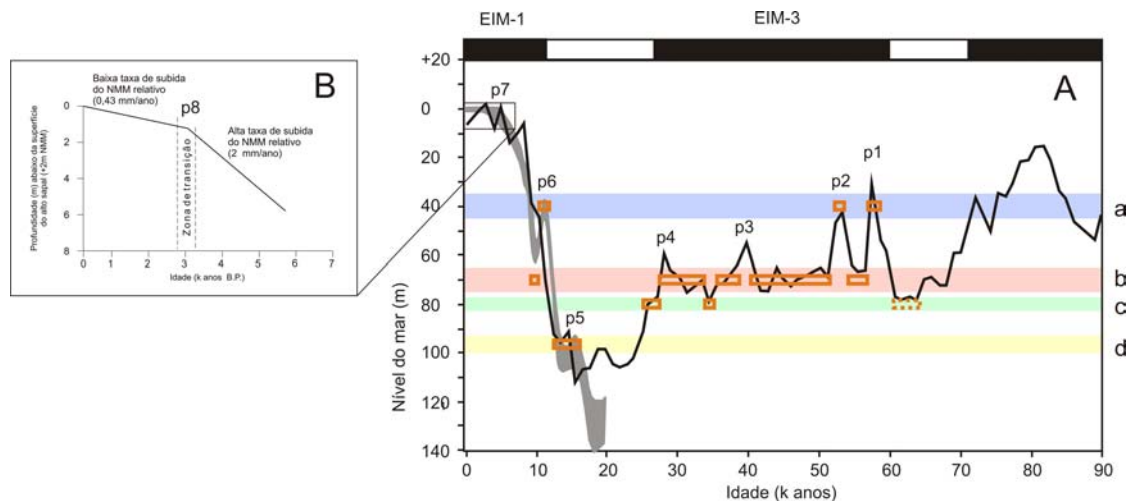


Figura 5.1 – Curvas de variação do nível do mar adoptadas para enquadrar temporalmente as estruturas interpretadas que se relacionam com a evolução do sector estudado da plataforma continental. A- Curvas de variação do nível do mar nos últimos 90000 anos a preto e nos últimos 20000 anos a cinzento-escuro, baseadas respectivamente nos dados de Pillans *et al* (1998, com limites de EIM adaptados de Martinson et al, 1987 em Gardner et al., 2005) e Dias *et al* (2000); assinalando os principais picos das curvas por p1 a p7, as barras horizontais coloridas assinalam os intervalos de profundidades (com um intervalo mínimo de  $\pm 2,5$ m) associados às paleo-linhas de costa referidas por “a”, “b”, “c” e “d”; as caixas horizontais a laranja representam os períodos de tempo em que as paleo-linhas de costa poderão ter estado activas. B-Curva de variação do nível médio do mar relativo nos últimos 5500 anos proposta por Psuty e Moreira (2000) especificamente para a área do estuário do Sado.

Admite-se que as 3 primeiras estruturas associadas a paleo-linhas de costa, referidas como “a”, “b” e “c”, tenham funcionado sequencialmente como linha de costa durante o EIM-3. Algumas destas estruturas poderão eventualmente ter sido herdadas de ciclos anteriores. É nomeadamente, o caso da estrutura “c” que poderá já ter funcionado como paleo-linha de costa entre o final do EIM-4 e o início do EIM-3. Após o EIM-3 ter-se-á seguido o UMG, de cuja linha de costa correlativa não se detectaram evidências nos dados de sísmica de reflexão. Admite-se, no entanto, que essa linha de costa se possa relacionar com uma área mais aplanada, possível plataforma costeira identificada aos 140m de profundidade entre o cabo Espichel e Sesimbra (Figura 1.10). Durante a transgressão que se seguiu ao UMG ocorreu uma breve estabilização do nível do mar aos 16000 anos B.P (Dias et al., 2000) com a qual se relaciona a estrutura “d”. Segue-se a possível reactivação das estruturas “a” e “b” durante o Dryas Recente e finalmente o estabelecimento da actual linha de costa entre os 5-7,5kanos.

#### 5.4.1 Escala milenar, com ênfase nos últimos 60 kanos

De uma forma geral pode concluir-se que a evolução recente da plataforma é caracterizada por uma baixa disponibilidade sedimentar (*sediment starved shelf*), que está patente 1) na reduzida espessura máxima de US2 (~9m), 2) na preservação de

corpos sedimentares (D4 e D4') associados a quebras de declive, 3) à elevada inclinação média de S2 (~0,4°) e 4) à sua semelhança morfológica com o actual fundo do mar. Destaca-se ainda que os principais depocentros de US2 tendem a localizar-se para SE dos depocentros de US3.

Apresentam-se de seguida os principais passos do modelo que se propõe para a evolução do troço da plataforma continental ao largo do estuário do Sado nos últimos 60kanos.

Para cada período temporal considerado faz-se uma breve síntese das variações do NMM estimadas, seguindo-se então, as referências aos eventos ou estruturas interpretadas que se relacionam com o período em referência.

### **1 – 60 kanos aos 25 kanos, EIM-3**

Período correspondente ao EIM-3, caracterizado por um NMM relativamente estável com uma ligeira tendência regressiva (dos -60m aos -80m) marcada por variações do NMM de entre as quais se destacam 4 picos transgressivos (p1 a p4, Figura 5.1) a que se associam variações do NMM entre aproximadamente -30 a -65 m, -40 a -70 m, -55 a -80 m e -60 a -80 m, respectivamente, do mais antigo para o mais recente.

Associa-se a este período regressivo a deposição de barreiras costeiras e deltas progradantes, correspondendo US3 aos vestígios dessas estruturas preservados essencialmente em duas depressões que constituem vales drenantes para SW e que eventualmente terão um controle tectónico. Aos picos transgressivos (p1 a p4, Figura 5.1) associa-se a formação de superfícies erosivas (ravinamento marinho) que são marcadas pelos horizontes guia (hz21, hz24, hz26 e hz28, Figura 4.24 e Figura 4.26) que limitam lobos progradantes de US3. Associam-se ainda a esses eventos transgressivos os vestígios das linhas de costa correspondentes.

Às elevações do NMM correspondentes aos dois primeiros picos transgressivos (p1 e p2) associa-se o funcionamento da linha de costa “a” que é marcada actualmente pelos cordões areno-cascalhentos. No período de tempo que decorreu entre esses dois picos transgressivos o NMM estabilizou brevemente a uma cota próxima dos -70m. Durante esse breve período poder-se-á ter iniciado o entalhe da plataforma correspondente a paleo-linha de costa “b”. Após o segundo pico transgressivo (p2), a linha de costa “b” costa ter-se-á mantido activa durante um longo período (até ao final do EIM-3) em que o nível do mar se mantém próximo da cota -70m. Este longo período é marcado por dois picos transgressivos (p3 e p4), associando-se aos baixos NMM que sucederam a esses picos a activação da paleo-linha de costa “c”, cuja formação inicial se poderá ter sido encetada no início do EIM-3.

### **2 – 25kanos aos 18kanos, UGM**

Período correspondente ao último máximo glaciário em que o nível do mar deverá ter atingido um nível mínimo entre os -120m a -140m.

Nos dados de sísmica de reflexão não se detectaram evidências de estruturas sedimentares associáveis a este período. Contudo, do ponto de vista morfológico poderá eventualmente associar-se a estabilização do NMM durante o UGM a uma zona mais aplanada da plataforma continental localizada à cota -140 entre o cabo Espichel e Sesimbra que é particularmente notória no modelo morfológico constituído pela batimetria Ingmar (Figura 1.9 e Figura 1.10).

**3 – 18kanos aos 16kanos, pós UGM (tardiglacial)**

Período correspondente ao primeiro impulso de subida do NMM após o último máximo glaciário e que deverá ter correspondido a uma variação do NMM dos -120 a -140 até aos -100m (p5, Figura 5.1) devendo o NMM ter estabilizado a essa cota por um curto período.

Associa-se a este período o entalhe da plataforma que corresponde à estrutura “d”, cujo limite interno é materializado por uma quebra de declive com uma orientação NE-SW que à data deverá ter funcionado como linha de costa. Os depocentros de US2 D4 e D4’ que fossilizam esta plataforma poderão ter começado a depositar-se no final deste neste período, prosseguido provavelmente a sua deposição no período seguinte.

**4 – 16kanos aos 10kanos, (até ao Dryas Recente)**

Dos 16kanos ao 13kanos dá-se uma rápida subida do NMM até aos -40m (p6, Figura 5.1), seguindo uma ligeira regressão até aos -60m que se associa ao Dryas Recente (12,7-11,5kanos idade calibrada ou ~11-10kanos idade não calibrada).

Como consequência do pico transgressivo (p6, Figura 5.1) correspondente ao início do Dryas Recente e ao pico regressivo que lhe sucedeu, associa-se a retoma das paleo-linhas de costa “a” e “b” respectivamente, podendo portanto à data ter sido retrabalhados os depósitos areno-cascalhentos da paleo-linha de costa “a” e retocada a plataforma costeira associada à paleo-linha de costa “b”.

**5 – 10kanos aos 7,5 a 5kanos, (até à máxima inundação dos estuários)**

Após o Dryas Recente o NMM volta a subir rapidamente até aos cerca de 7,5-5kanos (p7, Figura 5.1), data em que ocorre uma desaceleração na taxa de subida do NMM e se atinge a máxima inundação dos estuários.

A formação, na sua posição actual, do delta de vazante do estuário relaciona-se com a desaceleração na taxa de subida do NMM que terá ocorrido entre os 7,5-5kanos. Nesta data, dever-se-á ter atingido a máxima inundação do vale da bacia do baixo Sado, formando-se possivelmente uma estrutura do tipo ria, com uma ligação desimpedida ao mar.

**6 – 7,5-5kanos a 3kanos**

A taxa de subida do NMM após os 7,5-5kanos ter-se-á reduzido passando para valores na ordem dos 2mm/ano ((Psuty e Moreira, 2000) que se terão mantido até cerca dos 3kanos.

Na sequência do crescimento do delta do Sado iniciado aos 7,5-5kanos, ter-se-á desenvolvido a península de Tróia, que à data deveria corresponder a uma ou varias pequenas ilhas. O desenvolvimento desta barreira costeira, que irá constituir a península de Tróia, vai progressivamente restringindo a ligação entre o mar e o vale do Sado recentemente inundado. Promovendo essa restrição, por sua vez, a transição de um ambiente do tipo ria para um ambiente típico de um estuário de barreira.

A descontinuidade que constitui a base da subunidade sísmica US1b (reflector hz06) do delta do Sado relaciona-se com o referido evento aos 3kanos.

**7 – 3kanos á actualidade (NMM actual)**

Aproximadamente há 3kanos (p8, Figura 5.1) ocorre um ponto de inflexão na relação entre a taxa de sedimentação efectiva e a taxa de variação do nível do mar (ou criação

de espaço de acomodação) no sentido de incrementar a relevância da primeira em detrimento da segunda. Segundo Psuty e Moreira (2000) essa inflexão terá resultado de uma nova redução da taxa de subida do NMM, que se terá estabilizado até a actualidade em cerca de 0,4mm/ano. De acordo com essa taxa o NMM há 3kanos estaria a apenas -1,3m relativamente ao actual.

As subunidades US1b e US1a do delta de vazante ter-se-ão formado durante este período, que se associa a uma rápida progradação do lobo frontal do delta. Esta rápida progradação deverá ter sido promovida por 2 factores. A referida inflexão na relação entre as taxas de sedimentação e variação do NMM, por um lado e por outro lado, a crescente restrição da ligação entre o estuário e o mar. Essa restrição, poderá ter estabelecido uma relação de *feedback* positivo com o crescimento do delta, que se terá iniciado a partir dos 7,5-5kanos. A relação de *feedback* estabelece-se à medida que o delta e a barreira costeira subárea se desenvolvem, vão restringindo a ligação entre o estuário e o mar, fazendo assim com que essa ligação se vá centrando na área da actual barra, pelo que, esta passa a ser responsável pelo escoamento de uma maior percentagem do prisma de maré, passando assim também a ter correntes mais fortes e consequentemente uma maior capacidade de transportar sedimentos que irão contribuir para o crescimento do delta. Este processo terá culminado já após o estabelecimento dos povoados romanos na área, com o fechos da(a) barra(s) que existiria(m) a Sul da actual.

Após a formação da península de Tróia, este sistema costeiro terá prosseguido a sua evolução no sentido de encontrar um equilíbrio entre os seus 3 elementos principais, a saber: 1) bacia estuarina (ou domínio interno do estuário), 2) barreira costeira arenosa, constituída pela península de Tróia e 3) delta de vazante do estuário (ou domínio externo do estuário).

#### **5.4.2 Escala decadal, com ênfase nos últimos ~70 anos**

O período de tempo abarcado pela descrição que se segue enquadra-se na fase terminal do último passo (ponto 7) considerado pelo modelo à escala milenar. Esta análise centra-se na evolução morfológica recente do sistema costeiro formado pela bacia estuarina e o delta de vazante do estuário do Sado. Considera-se que a análise feita da plataforma continental não permite retirar ilações significativas sobre a sua evolução a uma escala decadal. Como tal, far-se-á apenas uma breve referência a características actuais da plataforma que se inferiram.

De acordo com os dados do marégrafo de Cascais nos últimos cerca de 100 anos o NMM subiu à taxa média de 1,5mm/ano. Destacando-se o período do final do Século XIX até 1920 pela ocorrência de uma descida do NMM à taxa média de -0,5mm/ano; seguindo-se a este período uma nova subida do NMM que se manteve até à actualidade a uma taxa média de 1,7mm/ano (Dias e Taborda, 1988).

Segundo os resultados obtidos neste trabalho, tanto o volume do prisma de maré como o do espaço de acomodação decresceram consistentemente. Sugerindo portanto estes resultados que as taxas de sedimentação positivas e a redução de área do estuário são suficientemente elevadas para se sobreporem ao efeito de subida do nível do mar, promovendo uma redução do prisma de maré e do espaço de acomodação no estuário.

**Prisma de maré e espaço de acomodação**

De acordo com as estimativas feitas entre 1968 e 1995/2002, tanto o volume do prisma de maré como o do espaço de acomodação decresceram consistentemente, tendo os seus volumes sido reduzidos em cerca de 7% e 8%, respectivamente. Esta tendência decrescente do prisma de maré ter-se-á iniciado pelo menos a partir de 1930, estimando-se que a área da secção da barra do estuário terá sofrido uma redução em cerca de 11%, desde essa data até 2002.

A redução do prisma de maré resultou de dois factores, a colmatção sedimentar de uma fracção do volume intermareal inundável e da intervenção do Homem. A influência do Homem na redução do volume do prisma de maré faz-se sentir por duas vias. Por ocupação de terrenos que são assim subtraídos ao domínio intermareal e por fixação das margens, impedindo a sua migração para se reajustarem as variações ambientais.

**Linha de costa estuarina**

Na maior parte do domínio interno do estuário a zona costeira está muito artificializada, existindo grande troços em que a linha de costa foi fixada pelo homem, particularmente na costa norte. Desta forma as alterações na posição da linha de costa estão muito condicionadas pela actividade humana, nomeadamente pela construção de aterros e diques ou pelo abandono de estruturas já existentes. Embora com alguns retrocessos e avanços, a evolução tem sido claramente no sentido da perda de área estuarina, estimando-se que de 1968 a 1995/2002 a redução da área estuarina com cota inferior ao nível médio do mar, seja na ordem de 0,2% ao ano, avultando numa redução total de cerca de 6%.

**Domínio interno**

No estuário interno a tendência geral desde 1968 a 1995/2002 é no sentido da acumulação de sedimentos, detectando-se no entanto um decréscimo acentuado nas taxas de sedimentação a partir de 1979. De acordo com a redução do espaço de acomodação calculada para o período 1968 a 1995/2002, a taxa de sedimentação equivalente estimada para todo o domínio interno abaixo da preia-mar de águas vivas é da ordem de 11mm/ano.

**Domínio externo**

No estuário externo verificou-se uma tendência geral de acumulação para o período de 1968-1979, invertendo-se essa tendência para o período 1979-1995/2002, em que a erosão fundamentalmente localizada no lobo frontal do delta passa a ser dominante.

Estima-se que de 1930 a 2002 o delta de vazante do estuário tenha perdido cerca de  $150 \times 10^6 \text{ m}^3$  de sedimentos, o que corresponde a 14% do seu volume inicial. Esta redução de volume implicou uma diminuição tanto em comprimento como em largura, tendo-se no entanto mantido tanto o seu parâmetro de forma como a sua espessura máxima de sedimentos.

Avaliou-se a contribuição dada por três factores para a redução do volume do delta, estimando-se que o somatório das contribuições dadas pela progradação da linha de costa de Tróia e pela variação do ângulo do jacto de vazante é inferior a 1%, concluindo-se portanto que os restantes 13% da variação de volume do delta devam ser imputados à redução do prisma de maré.

### **Plataforma continental**

De uma forma geral, integrando a informação resultante da interpretação de formas de fundo dos levantamentos de sonar lateral e da carta de sedimentos SED5, pode concluir-se que a evolução recente da plataforma é caracterizada por uma baixa disponibilidade sedimentar (*sediment starved shelf*), caracterizando-se actualmente entre os 60-100m de profundidade por três zonas que se dispõem ao longo de faixas aproximadamente paralelas à costa de Tróia. A zona mais interna é caracterizada por um fundo com sedimentos de uma granulometria mais grosseira que se enquadram essencialmente na classe das areias e cascalhos. Segue-se uma segunda faixa que corresponde a uma zona de transição que se caracteriza por uma morfologia mais acidentada e uma baixa ou nula deposição sedimentar (ambiente de não deposição e/ou erosão), cujos fundos se caracterizam por áreas de afloramento rochoso ou áreas com uma delgada película de sedimentos arenosos transgressivos. Por fim na zona mais externa domina um ambiente de deposição, caracterizando-se o fundo por uma cobertura de sedimentos mais finos (Figura 3.8 e Figura 3.19).

As evidências de actividade antrópica detectadas neste troço da plataforma centram-se na área menos profunda ao largo da actual barra do estuário. Essas evidências consistem em estruturas identificadas no fundo do mar que se interpretaram como marcas de arraste feitas por artes de pesca e/ou âncoras e em aterros submarinos formados pela submersão de materiais rejeitados. Estes aterros, face a grande área por que se distribuem, constituem claramente a impressão mais significativa do impacte humano que se detectou na plataforma.

## Referências

- Abecasis, F. (1987). "O regime aluvionar da costa portuguesa entre Peniche e a foz do Mira." *Ingenium Março* 1987: 4-18.
- Allen, J. R. L. (1982). *Sedimentary structures, their character and physical basis*, Elsevier, New York.
- Allen, J. R. L. (1990). "The Severn Estuary in southwest Britain: its retreat under marine transgression, and fine sediment regime." *Sedimentary Geology* 66(1-2): 13-28.
- Alley, R. B. (2000). "The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland." *Quaternary Science Reviews* 19(1-5): 213-226.
- Alves, T. M. (2002). *Salt vs. fault tectonics on the Western Iberian margin, Portugal: Controls on the Meso-Cenozoic depositional systems*. Earth Sciences. Manchester, University of Manchester. PhD: 386.
- Alves, T. M., R. L. Gawthorpe, *et al.* (2000). "Tertiary evolution of the São Vicente and Setúbal submarine canyons, Southwest Portugal: insights from seismic stratigraphy." *Ciências da Terra* 14: 243-256.
- Alves, T. M., R. L. Gawthorpe, *et al.* (2003). "Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin." *Marine Geology* 195(1-4): 75-108.
- Ambar, I. S. A., A. F. G. Fiúza, *et al.* (1982). General circulation in the lower Sado River estuary under drought conditions. Actual problems of oceanography in Portugal, Lisbon, JNICT and NATO.
- Amos, C. L. e E. L. King (1984). "Bedforms of the Canadian eastern seaboard: A comparison with global occurrences." *Marine Geology* 57(1-4): 167-208.
- Andrade, C. e M. C. Freitas (2001). *Transformação litoral e equilíbrios perturbados: Exemplos do litoral português*. Homenagem (in honorium) Professor Doutor Gaspar Soares de Carvalho. M. E. A. Moreira, A. C. Moura, H. M. Granja e F. Noronha. Braga: 195-212.
- Andrade, C., M. C. Freitas, *et al.* (2006a). Estudo de caso da região do Sado, zonas costeiras. Alterações Climáticas em Portugal Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II. F. D. Santos e P. Miranda. Lisboa, Gradiva: 506.
- Andrade, C., H. O. Pires, *et al.* (2006b). Zonas costeiras. Alterações Climáticas em Portugal Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II. F. D. Santos e P. Miranda. Lisboa, Gradiva: 173-208.
- Araújo, A. C. (1995-1997). "A indústria lítica do concheiro de Poças de S. Bento (vale do Sado) no seu contexto regional." *O Arqueólogo Português* IV(13/15): 87-159.
- Arnaud, J. M. (1987). "Os concheiros mesolíticos dos vales do Tejo e do Sado: Semelhanças e diferenças." *Arqueologia* 15: 53-64.
- Arzola, R. G., R. B. Wynn, *et al.* (2008). "Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin." *Marine Geology* 250(1-2): 64-88.
- Ashley, G. M. (1990). "Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem." *Journal of Sedimentary Petrology* 60(1): 160-172.
- Azevêdo, T. M., M. M. Abreu, *et al.* (2006). "The origin of the Pedra Furada sandstone tubular structures (South of Lisbon, Portugal)." *Geomorphology* 82(3-4): 245-254.



- Balson, P. (2000). Accomodation space and estuarine evolution. Modelling Estuary Morphology and Process, Phase 1 final report of the research by the EMPHASYS Consortium for the MAFF project FD1401: 67-71.
- Barradas, L. A. (1936). "Concheiros do vale do Sado." *Anais da Faculdade de Ciências do Porto* XXI(1): 175-179.
- Batista, L. (2009a). Transformação de imagens em papel de perfis sísmicos de MCS em formato digital SEGYY. Trabalho de projecto do Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território: 15.
- Batista, L. F. R. (2009b). Cartografia da deformação tectónica de idade pliocénica e quaternária na planície abissal do Tejo, talude e plataforma continental adjacentes com base na interpretação de perfis sísmicos de reflexão e batimetria multifeixe. Departamento de Geologia. Lisboa, Universidade de Lisboa. Mestrado: 84.
- Beaulieu, E., L. J. Poppe, *et al.* (2005). Sidescan-Sonar Imagery and Surficial Geologic Interpretation of the Sea Floor off Bridgeport, Connecticut. Coastal and Marine Geology Program, USGS Woods Hole Science Center.
- Bettencourt, A. e L. Ramos, Eds. (2003). *Estuários Portugueses*. Lisboa, Instituto da Água (INAG).
- Bettencourt, A. M., S. B. Bricker, *et al.* (2004). Typology and reference conditions for portuguese transitional and coastal waters, Instituto da Água (INAG), Institute of Marine Research (IMAR).
- Biodesign (1993). Estudo de Impacte ambiental, Urbanização de Tróia Núcleos C2/C3, Soltroia, S.A.: 151.
- Boillot, G., J. A. Malod, *et al.* (1979). "Évolution géologique de la marge ouest-ibérique." *Ciências da Terra* 5: 215-222.
- Boski, T., S. Camacho, *et al.* (2008). "Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77: 230-244.
- Boski, T., D. Moura, *et al.* (2002). "Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border." *Sedimentary Geology* 150(1-2): 103-122.
- Brito, P. (2007). Processamento e importação para o programa Landmark dos dados de sísmica de reflexão dos cruzeiros Tesa, fase c, e SADOGEOROB 1. DGM-INETI. AMADORA, Departamento de Geologia Marinha do Instituto Nacional de Engenharia Tecnologia e Inovação: 29 + anexos.
- Brito, P. e F. Curado (2003). Relatório da campanha Tesa, fase c realizada no estuário e ao largo do rio do Sado. Lisboa, Departamento de Geologia Marinha do Instituto Geológico e Mineiro: 10 + 3 anexos.
- Burningham, H. e J. French (2006). "Morphodynamic behaviour of a mixed sand-gravel ebb-tidal delta: Deben estuary, Suffolk, UK." *Marine Geology* 225: 23-44.
- Cabral, J. (1995). "Neotectónica em Portugal Continental." *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro* 31: 265.
- Cacchione, D. A., D. E. Drake, *et al.* (1984). "Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California." *Journal of Sedimentary Research* 54(4): 1280-1291.
- Carbotte, S. M., R. E. Bell, *et al.* (2004). "Environmental change and oyster colonization within the Hudson River estuary linked to Holocene climate." *Geo-Marine Letters* 24(4): 212-224.

- Castelo-Branco, F. (1926). "Da origem e do desaparecimento de Tróia de Setúbal." *Las Ciencias, de Madrid* Ano XIX(2): 445-461.
- Cattaneo, A. e R. J. Steel (2003). "Transgressive deposits: a review of their variability." *Earth-Science Reviews* 62(3-4): 187-228.
- Catuneanu, O. (2002). "Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls." *Journal of African Earth Sciences* 35(1): 1-43.
- Christodoulou, D., G. Papatheodorou, *et al.* (2003). "Active seepage in two contrasting pockmark fields in the Patras and Corinth gulfs, Greece." *Geo-Marine Letters* 23(3-4): 194-199.
- Church, J. A. (2001). How Fast Are Sea Levels Rising? *Science*. 294: 802-803.
- Clark, J. A., W. E. Farrell, *et al.* (1978). "Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation." *Quaternary Research* 9(3): 265-287.
- Coppier, G. (1982). *Tectonique et sédimentation tertiaires sur la marge sud-portugaise*. Paris, L' Université Pierre et Marie Curie, PhD: 139.
- Coppier, G. e D. Mougenot (1982). "Stratigraphie sismique et évolution géologique des formations néogènes et quaternaires de la plate-forme continentale portugaise au sud de Lisbonne." *Bull. Soc. géol. France* 24(3): 421-431.
- Costa, M. D. S. d. (1994). "Agitação marítima na costa portuguesa." *Anais do Instituto Hidrográfico* 13: 35-40.
- Cunha, E. e C. Umbelino (1995-1997). "Abordagem antropológica das comunidades mesolíticas dos Concheiros do Sado." *O Arqueólogo Português* IV(13/15): 161-179.
- Curry, J. R. (1964). *Transgressions and regressions*. Papers in Marine Geology Shepard Commemorative Volume. R. L. Miller. New York, The Macmillan Company: 175-203.
- Dabrio, C. J. (2000). "Coastal sedimentary environments and sea-level change." *Ciências da Terra* 14: 39-54.
- Dabrio, C. J., C. Zazo, *et al.* (2000). "Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, southern Spain)." *Marine Geology* 162: 381-404.
- Dalrymple, R. W. e R. N. Rhodes (1995). *Estuarine dunes and bars*. *Geomorphology and Sedimentology of estuaries*. Developments in Sedimentology 53. G. M. E. Perillo, Elsevier: 359-422.
- Dean, R. G. e T. L. Walton (1975). *Sediment transport processes in the vicinity of inlets with special reference to sand trapping*. *Estuarine Research Vol. II - Geology and Engineering*. L. E. Cronin. New York, Academic Press. II-Geology and Engineering: 129-149.
- DIA1559 (2007). *Declaração de Impacte Ambiental "Projecto de melhoria da produtividade do terminal da Sapeç em Setúbal"*, Projecto de Execução, Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional Gabinete do Secretário de Estado do Ambiente: 12.
- Dias, A. (2004). *A História da Evolução do Litoral Português nos Últimos Vinte Milénios*: 157-170.
- Dias, A. e R. Taborda (1988). "Evolução recente do nível do mar em Portugal." *Anais do Instituto Hidrográfico* 9: 83-87.
- Dias, J. M. A., T. Boski, *et al.* (2000). "Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis." *Marine Geology* 170(1-2): 177-186.

- Dias, J. M. A., A. Rodrigues, *et al.* (1997). "Evolução da linha de costa, em Portugal, Desde o último máximo glaciário até à actualidade: Síntese dos conhecimentos." *Estudos do Quaternário* 1: 53-66.
- Duarte, H. (2009). High-resolution seismic reflection investigation of gas accumulation and seepage in the tidal channels of Ria of Aveiro barrier lagoon (Portugal). Departamento de Geociências. Aveiro, Universidade de Aveiro. Phd: 168.
- Duarte, H., P. Brito, *et al.* (2004). Guia de importação de perfis sísmicos 2D para as aplicações LandMark. Lisboa, Departamento de Geologia Marinha e Costeira, Instituto Nacional de Engenharia Tecnologia e Inovação: 8 + 1 anexo.
- Duarte, H., L. Menezes Pinheiro, *et al.* (2007). "High-resolution seismic imaging of gas accumulations and seepage in the sediments of the Ria de Aveiro barrier lagoon (Portugal)." *Geo-Marine Letters* 27(2): 115-126.
- Erlides, E., H. Regnauld, *et al.* (1992). "Decouvert d'un niveau submerge le long de la chaine de l' Arrabida, Portugal." *Finisterra* 53-54: 183-186.
- ESA (1993). Guidance Specifying Management Measures for Sources of Nonpoint Pollution in Coastal Waters, Environment Protection Agency (United States).
- Étienne, R., Y. Makaroun, *et al.* (1994). Un grand complexe industriel a Tróia (Portugal). Paris, Diffussion E. de Bocard.
- Feio, M. (1951). "A evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve." *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal Tomo XXXII*: 179.
- Feio, M. (1984). Geomorfologia. Notícia explicativa da carta geológica de Portugal à escala 1/200 000. J. T. Oliveira. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal. Folha 7: 11-16.
- Ferraz, M. (2007). Identificação e caracterização das dunas e campos dunares da parte Norte da península de Tróia. Departamento de Geologia. Lisboa, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Mestrado: 167.
- Ferreira, J. G., T. Simas, *et al.* (2003). Identification of sensitive areas and vulnerable zones in transitional and coastal portuguese systems. Lisboa, Instituto da Água (INAG), Institute of Marine Research (IMAR).
- Ferreira, Ó., A. Dias, *et al.* (2009). "Implications of Sea-Level Rise for Continental Portugal." *Journal of Coastal Research* 24(2): 317-324.
- Ferrin, A., R. Duran, *et al.* (2003). "Shallow gas features in the Galician Rias Baixas (NW Spain)." *Geo-Marine Letters* 23(3-4): 207-214.
- FitzGerald, D. M., N. C. Kraus, *et al.* (2000). Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets. Coastal and Hydraulics Engineering Technical Note (CHETN). U. A. C. o. Engineers, US Army Corps of Engineers: 10.
- Fleming, K., P. Johnston, *et al.* (1998). "Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites." *Earth and Planetary Science Letters* 163(1-4): 327-342.
- Freitas, M. d. C. e C. Andrade (2005). Global Vs local forcing factores and paleoenvironmental changes of estuaries and lagoons of SW Portugal since the late glacial. Iberian coastal holocene paleoenvironmental evolution - Costal Hope 2005, Lisboa.
- Garcia-Gil, S. (2003). "A natural laboratory for shallow gas: the Rias Baixas (NW Spain)." *Geo-Marine Letters* 23(3-4): 215-229.
- García-Gil, S., R. Durán, *et al.* (2000). "Side scan sonar image and geologic interpretation of the Ría de Pontevedra seafloor (Galicia, NW Spain)." *Scientia Marina* 64(4): 393-402.

- Garcia-Gil, S., F. Vilas, *et al.* (2002). "Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study." *Continental Shelf Research* 22(16): 2303-2315.
- Gardner, J. V., P. Dartnell, *et al.* (2005). "Shelf-edge deltas and drowned barrier-island complexes on the northwest Florida outer continental shelf." *Geomorphology* 64(3-4): 133-166.
- Gomes, A. A. T. (2000). "Evidências geomorfológicas de alguns processos responsáveis pela evolução quaternária do canhão de Setúbal." *Ciências da Terra* 14: 213-222.
- Gomes, A. A. T. (2002). "Análise morfológica dos canhões submarinos da Nazaré e de Setúbal." *Geografia - Revista da Faculdade de Letras, Porto I série, vol. XVII-XVIII*: 65 - 135
- Gomes, F. V., A. Barroco, *et al.* (2006). Bases para a Estratégia de Gestão Integrada da Zona Costeira Nacional. Projecto de Relatório do Grupo de Trabalho. Lisboa, Nomeado por Despacho nº 19 212 /2005 do Ministro do Ambiente, do Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional: 61.
- Hancock, P. e B. J. Skinner. (2009). "Mud and sand volcanoes." Retrieved 25 Jun., 2009, from Encyclopedia.com: <http://www.encyclopedia.com/doc/1O112-mudandsandvolcanoes.html>.
- Hayes, M. O. (1975). Morphology of sand accumulations in estuaries: An introduction to the symposium. *Estuarine Research Vol. II - Geology and Engineering*. L. E. Cronin. New York, Academic Press. II-Geology and Engineering: 3-22.
- Hicks, D. M. e T. M. Hume (1996). "Morphology and size of ebb tidal deltas at natural inlets on open-sea and pocket-bay coasts, North Island, New Zealand." *Journal of Coastal Research* 12(1): 47-63.
- Hovland, M. (1991). "Large Pockmarks, Gas-Charged Sediments and Possible Clay Diapirs in the Skagerrak." *Marine and Petroleum Geology* 8(3): 311-316.
- Hovland, M. (1998). Seabed pockmarks on the Helike Delta Front. Helike II Ancient Helike and Aigialeia, 1995, Athens.
- Hovland, M. e A. Judd (1988). Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. London, Graham and Trotman.
- IH (1995). Carta Hidrográfica Porto de Setúbal (da Carraca À Ilha do Cavalo), folha 26309. Série Portuária, Portugal, Portugal Continental Costa Oeste, Instituto Hidrográfico, 1ª Edição.
- IH (1999). Carta Hidrográfica Cabo da Roca ao Cabo de Sines, folha 24204. Série Costeira, Portugal, Portugal Continental Costa Oeste, Instituto Hidrográfico, 1ª Edição.
- IH (2002). Carta Hidrográfica da Barra e Porto de Setúbal, folha 26308. Série Portuária, Portugal, Portugal Continental Costa Oeste, Instituto Hidrográfico, 3ª Edição.
- IH (2005). Carta SED5, Cabo da Roca ao Cabo de Sines. Folha 5. Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental. Lisboa, Marinha, Instituto Hidrográfico, coordenação de Maria Manuela Matos.
- INAG (2001). Plano Nacional da Água - Vol.1. Lisboa, Instituto da Água - INAG: 542.
- INAG, Hidroprojecto, *et al.* (2001). Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Sado. Planos de bacia hidrográfica. INAG, INAG: 370.
- INE (2007). Anuário Estatístico da Região do Alentejo - 2007 Lisboa, INE.
- INE (2009). Estimativas Anuais da População Residente. Lisboa, INE.

- IPCC (2001). Climate Change 2001 - The scientific basis, Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC (2007). Climate Change 2007 - The physical science basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, e M. T. a. H. L. Miller. New York, IPCC: 996.
- Jarret, J. T. (1976). Tidal prism - inlet area relationships, Department of the Army, Corps of Engineers: 32 + anexos.
- Jouanneau, J. M., C. Garcia, *et al.* (1998). "Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado Estuaries, S. W. Portugal." *Progress in Oceanography* 42(1-4): 233-257.
- Kenyon, N. H. (1970a). "The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea." *Geological Magazine* 107(4): 389-394.
- Kenyon, N. H. (1970b). "Sand ribbons of European tidal seas." *Marine Geology* 9(1): 25-39.
- Kim, G.-B., J.-Y. Lee, *et al.* (2004). "Construction of lineament maps related to groundwater occurrence with ArcView and Avenue(TM) scripts." *Computers & Geosciences* 30(9-10): 1117-1126.
- Kleinhans, M. G., A. W. E. Wilbers, *et al.* (2002). "Sediment supply-limited bedforms in sand-gravel bed rivers." *Journal of Sedimentary Research* 72(5): 629-640.
- Kullberg, M. C., J. C. Kullberg, *et al.* (2000). "Tectónica da cadeia da Arrábida." *Memórias de Geociências, Museu Nacional de História Natural Universidade de Lisboa* 2 - Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida: 35-84.
- Lambeck, K. (1997). "Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129 1-22.
- Lantzsch, H., T. J. J. Hanebuth, *et al.* (2009). "Sedimentary architecture of a low-accumulation shelf since the Late Pleistocene (NW Iberia)." *Marine Geology* 259(1-4): 47-58.
- Lastras, G., R. G. Arzola, *et al.* (2009). "Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin." *Geomorphology* 103(3): 310-329.
- León, R., L. Somoza, *et al.* (2006). "Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of Cádiz continental margin." *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53(11-13): 1464-1481.
- LNEC (1986). A sismicidade histórica e a revisão do catálogo sísmico. Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil: 191.
- Lo Iacono, C. e J. Guillén (2008). "Environmental conditions for gravelly and pebbly dunes and sorted bedforms on a moderate-energy inner shelf (Marettimo Island, Italy, western Mediterranean)." *Continental Shelf Research* 28(2): 245-256.
- Loureiro, J. J. M., M. N. d. F. Nunes, *et al.* (1983). "Monografia hidrológica do rio Sado." *Recursos Hídricos: Revista da Associação Portuguesa de Recursos Hídricos* 4(1-3): 37-73.
- Manuppella, G., M. T. Antunes, *et al.* (1999). *Notícia explicativa da folha 38-B Setúbal*. Lisboa, Instituto Geológico e Mineiro.
- Maretec (2002). *Estuaries Delimitation*, Maretec - Marine and Environmental Technology Center, IST, INAG.

- Martins, F. A., P. C. Leitão, *et al.* (2001). "3D modelling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach." *Oceanologica Acta* 24: S51-S62.
- Matias, H. (2002). *Interpretação Tectono-Estratigráfica da Área do Marques de Pombal, a Oeste do Cabo de São Vicente*. Faculdade de Ciências. Lisboa, Universidade de Lisboa. Mestrado: 114.
- McLean, S. R. (1981). "The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons." *Marine Geology* 42(1-4): 49-74.
- Moreira, M. E. S. A. (1987). "Estudo fitogeográfico do ecossistema de sapal do estuário do Sado." *Finisterra* XXII(44): 247-296.
- Moreira, M. E. S. A. (1995). "O limite marítimo do estuário do sado a partir de imagens satelitais." *Finisterra* XXX(59-60): 139-148.
- Mörner, N.-A. (2005). Changing sea levels. *Encyclopedia of Coastal Science*. M. L. Schwartz, Springer.
- Mosher, D. C., R. G. Currie, *et al.* "Georgia Basin geohazards initiative. Strait of Georgia - Ocean Disposal at the Point Grey disposal site: a test monitoring study using repetitive sidescan mosaicing." Consultado em Ago. 2008, 2008, em [http://gsc.nrcan.gc.ca/marine/gbgi/proj\\_ptgrey\\_e.php](http://gsc.nrcan.gc.ca/marine/gbgi/proj_ptgrey_e.php).
- Mougenot, D. (1985). "Progradation on the Portuguese continental margin: Interpretation of seismic facies." *Marine Geology* 69(1-2): 113-130.
- Mougenot, D. (1988). *Geologie de la Marge Portugaise*. Paris, Iniversité Pierre et Marie Curie. PhD.
- Murray, A. B., G. Coco, *et al.* (2005). Different approaches to modeling inner-shelf 'sorted bedforms'. *River Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Urbana, Illinois, USA.
- Murray, A. B. e E. R. Thielor (2004). "A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and "rippled scour depressions"." *Continental Shelf Research* 24(3): 295-315.
- NRCAN. (2008, 2008-01-07). "Halifax Harbour." Consultado em Agosto 2008, em <http://www.nrcan.gc.ca/halifax/index-eng.php>.
- Payton, C. E. (1977). "Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration." *Memoir of the American Association of Petroleum Geologist* 26: 516.
- Peltier, W. R. e R. G. Fairbanks (2006). "Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record." *Quaternary Science Reviews* 25(23-24): 3322-3337.
- Perillo, G. M. E., Ed. (1995). *Geomorphology and Sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology* 53, Elsevier.
- Pillans, B., J. Chappell, *et al.* (1998). "A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy." *Sedimentary Geology* 122(1-4): 5-21.
- Poppe, L. J. e C. Polloni (1998). *Long Island Sound environmental studies. Coastal and Marine Geology Program*. L. J. Poppe e C. Polloni. Woods Hole, MA 20543, USGS.
- Pritchard, D. W. (1967). What is an Estuary: Physical Viewpoint. *Estuaries*. G. H. Lauff, AAAS: 3-5.
- Prudêncio, M. I., R. Marques, *et al.* (2007). " Radiocarbon and Blue Optically Stimulated Luminescence Chronologies of the Oitavos Consolidated Dune (Western Portugal)." *Radiocarbon* 49(2): 1145-1151(7).

- Psuty, N. P. e M. E. S. A. Moreira (2000). "Holocene sedimentation and sea level rise in the Sado estuary, Portugal." *Journal of Coastal Research* 16(1): 125-138.
- Quevauviller, P. (1985). Estuário do Sado - Costa da Galé análise geomorfológica e estudo de alguns aspectos sedimentológicos, Direcção Geral do Ordenamento: 85 +anexos.
- Quevauviller, P. e I. Moita (1986). "Histoire Holocene d'un systeme transgressif: La plate-forme du nord Alentejo (Portugal)." *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine* 40: 85-95.
- Rebêlo, L., P. Brito, *et al.* (2005). Evolution of the Tróia Peninsula: The Foredunes Record. Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution - Coastal Hope 2005, Lisboa, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.
- Ribeiro, A., M. T. Antunes, *et al.* (1979). Introduction à La géologie générale du Portugal, Serviços Geológicos de Portugal.
- Rodrigues, A. M. J. (1992). Avaliação do estado ambiental de um estuário de uso múltiplo, através da análise de comunidades biosedimentares. Estuário do Sado, Portugal. Department of Biological and Molecular Sciences, Universidade de Stirling, Escócia: 364.
- Roque, C. (2007). Tectonoestratigrafia do Cenozóico das margens continentais sul e sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismoestratigrafica. Departamento de Geologia. Lisboa, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Doutoramento: 316.
- RTCA. (2004). "Estuário do Sado." Região de Turismo da Costa Azul, Consultado em 2004 em <http://www.costa-azul.rts.pt/romana/sado.html>.
- SAIC (2005). Results of the summer 2005 multibeam bathymetric and backscatter surveys at the Historic Area Remediation Site and the Shark River Reef. Newport, Science Applications International Corporation: 52.
- Santos, F. D., K. Forbes, *et al.*, Eds. (2002). Climate Change in Portugal. Scenarios, Impacts and Adaptation Measures - SIAM Project. Lisbon, Gradiva.
- Santos, F. D. e P. Miranda, Eds. (2006). Alterações Climáticas em Portugal Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II. Lisboa, Gradiva.
- Santos, J. F. (2000). Do Atlântico ao Sado, APSS: 40.
- Schupp, C. A., J. E. McNinch, *et al.* (2006). "Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change." *Marine Geology* 233(1-4): 63-79.
- SGP (1992). Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.
- Sheriff, R. E. e L. P. Geldart (1995). Exploration Seismology. Cambridge Cambridge University Press.
- Siddall, M., E. J. Rohling, *et al.* (2008). "Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook." *Rev. Geophys.* 46.
- Siggerud, E. I. H., R. J. Steel, *et al.* (2000). "Bored pebbles and ravinement surface clusters in a transgressive systems tract, Sant Llorenç del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, Spain." *Sedimentary Geology* 138(1-4): 161-177.
- Silva, E. d. S. e., M. E. Assis, *et al.* (1969). "Primary productivity in the Tagus and Sado estuaries from May 1967 to May 1968." *Notas e Estudos do Instituto de Biologia Marítima* 37: 31.
- Slagle, A. L., W. B. F. Ryan, *et al.* (2006). "Late-stage estuary infilling controlled by limited accommodation space in the Hudson River." *Marine Geology* 232(3-4): 181-202.



- Smith, G. F., E. B. Roach, *et al.* (2003). "The location, composition, and origin of oyster bars in mesohaline Chesapeake Bay." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56(2): 391-409.
- Southard, J. B. e L. A. Boguchwal (1990). "Bed configuration in steady unidirectional water flows; Part 2, Synthesis of flume data." *Journal of Sedimentary Research* 60(5): 658-679.
- Spiers, K. C. e T. R. Healy (2007). Investigation of Sorted Bedforms, Tauranga Harbour, New Zealand. 9th International Coastal Symposium, Gold Coast, Australia, *Journal of Coastal Research*.
- Steel, R., H. Rasmussen, *et al.* (2000). "Anatomy of high-sediment supply, transgressive tracts in the Vilomara composite sequence, Sant Llorenç del Munt, Ebro Basin, NE Spain." *Sedimentary Geology* 138(1-4): 125-142.
- Swanson, M. e J. Infantino (2000). Results of the March 2000 Remots® and sidescan sonar survey of Hars Remediation Areas 1,2 and 3. Report No. 4 of the Historic Area Remediation Site Studies. Historic Area Remediation Site Studies, Science Applications International Corporation: 114.
- Swift, D. J. P. e M. E. Field (1981). "Evolution of a classic sand ridge field: Maryland sector, North American inner shelf." *Sedimentology* 28(4): 461-482.
- Teixeira, S. B., P. Gaspar, *et al.* (2005). Holocene sea-level index points on the Quarteira coast (Algarve, Portugal). Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution - Coastal Hope 2005, Lisboa, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.
- Terrinha, P. (1998). Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal., Imperial College. London, Imperial College. Ph.D.
- Terrinha, P., A. Badagola, *et al.* (2007). Relatório do Cruzeiro SADOGEOROB1. DGM-INETI. AMADORA, Departamento de Geologia Marinha do Instituto Nacional de Engenharia Tecnologia e Inovação: 21 + anexos.
- Terrinha, P., L. M. Pinheiro, *et al.* (2003). "Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin." *Marine Geology* 195(1-4): 55-73.
- Terrinha, P., R. Rocha, *et al.* (2006). A bacia do Algrave: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. C. Kullberg. Évora, Universidade de Évora. 1: 247-316.
- Turner, R. J. (2005). Beachrocks. *Encyclopedia of Coastal Science*. M. L. Schwartz, Springer: 183-186.
- Valcarce, R. F., A. M. Cortizas, *et al.* (2003). "Environmental change and social dynamics in the second-third millennium BC in NW Iberia." *Journal of Archaeological Science* 30: 859-871.
- Vale, C., C. Cortesão, *et al.* (1993). "Suspended-sediment response to pulses in river flow and semidiurnal and fortnightly tidal variations in a mesotidal estuary." *Marine Chemistry* 43(1-4): 21-31.
- Vale, C. e B. Sundby (1982). A survey of the elemental composition of bottom sediments in the Sado estuary. Actual problems of oceanography in Portugal, Lisbon, JNICT and NATO.
- Valentine, P. C., J. L. Baker, *et al.* (1998). Sea floor topographic, backscatter, and interpretative maps and bottom photos of the Massachusetts bay disposal site region off Boston, Massachusetts. USGS, USGS.

- Vanney, J.-R. e D. Mougenot (1981). "La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse geomorphologique." *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal* 28.
- Viana, A. R., J. C. Faugeres, *et al.* (1998). "Bottom-current-controlled sand deposits -- a review of modern shallow- to deep-water environments." *Sedimentary Geology* 115(1-4): 53-80.
- Vicente, C. M., E. M. Oliveira, *et al.* (1989). *Estudo da barra do Sado*. Lisboa, LNEC: 161 + anexos.
- Vis, G.-J., C. Kasse, *et al.* (2008). "Late Pleistocene and Holocene palaeogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply." *Quaternary Science Reviews* 27(17-18): 1682-1709.
- Wal, D. V. D. e K. Pye (2003). "The use of historical bathymetric charts in a GIS to assess morphological change in estuaries." *The Geographical Journal* 169(1): 21-31.
- Wienberg, C. e D. Hebbeln (2005). "Impact of dumped sediments on subaqueous dunes, outer Weser Estuary, German Bight, southeastern North Sea." *Geo-Marine Letters* 25(1): 43-53.
- Wollast, R., D. Michel, *et al.* (1978a). *Rio Sado. Campagne de Mesures - Juillet 1978 - Rapport technique*, Secretaria de Estado do Ambiente Serviço de Estudos do Ambiente : Estudo realizado por Laboratoire d'Océanographie de l'Université Libre de Bruxelles.
- Wollast, R., D. Michel, *et al.* (1978b). *Rio Sado. Campagne de Mesures - Décembre 1978 - Rapport technique*, Secretaria de Estado do Ambiente Serviço de Estudos do Ambiente : Estudo realizado por Laboratoire d'Océanographie de l'Université Libre de Bruxelles.
- Wynn, R. B., D. G. Masson, *et al.* (2002). "Hydrodynamic significance of variable ripple morphology across deep-water barchan dunes in the Faroe-Shetland Channel." *Marine Geology* 192(1-3): 309-319.
- Wynn, R. B. e D. A. V. Stow (2002). "Classification and characterisation of deep-water sediment waves." *Marine Geology* 192(1-3): 7-22.
- Zbyszewski, G. (1939). "Essai sur l'hydrologie du bassin du Sado (Portugal)." *Bulletin du Laboratoire de Géographie Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris XII*(3): 405-427.